

STAT

Цена 8 руб.

НОВЫЕ КНИГИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Выходят из печати следующие книги и журналы (цены указаны ориентировочно):

Труды Института геологических наук. Вып. 1. Цена 21 р.

И. Ф. Никитин. Брахиподы кембрия и нижнего ордовика северо-востока Центрального Казахстана. Цена 8 руб. 30 коп

М. И. Радченко. Флора долинской и тентекской свит Карагандинского бассейна. Цена 4 руб. 90 коп.

Успехи геологического изучения Карагандинского бассейна за 25 лет. Юбилейный сборник. Цена 8 руб. 50 коп.

«Известия Академии наук Казахской ССР», серия горного дела, металлургии и обогащения, строительства и стройматериалов, вып. 10 (по разделу строительства и стройматериалов). Цена 8 руб.

«Известия Академии наук Казахской ССР», серия энергетическая, вып. 10. Цена 8 руб.

Желающие приобрести указанные книги могут направлять свои заявки:

1. В отдел «Книга-почтой» по адресу:

г. Алма-Ата, ул. Уйгурская, 159.

Адрес для оптовых заказов:

г. Алма-Ата, ул. Карла Маркса, 49, Главнокниготорг.

2. В контору «Академкнига» по адресу:

г. Москва, ул. Куйбышева, 8.

Адрес Казахского отделения конторы «Академкнига»:

г. Алма-Ата, ул. Фурманова, 129.

STAT

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 24

АЛМАТЫ 1956 АЛМА-АТА

STAT

КАЗАК ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ
— ★ —
ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 24



Издательство Академии наук Казахской ССР
Алматы 1956 Алма-Ата

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

У. М. Ахмедсафин, Р. А. Борукаев, М. И. Ломонович,
Г. Ц. Медоев, К. И. Сатпаев (отв. редактор),
Е. Ц. Шлыгин.

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 24

Г. Н. ЩЕРБАПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

В предыдущих статьях [7, 8] мы уже писали о значении глубинных подвижных зон для распределения эндогенного оруденения и о принципах построения схематических карт этих зон для Центрального Казахстана и Алтая. Тогда и в настоящей работе рассматриваются лишь те из них, которые проявились в виде поясов интрузивных массивов, т. е. частный случай таких схем. Как уже отмечалось, глубинные подвижные зоны проявляются различно и оказывают решающее влияние на распределение фаций, размещение вулканических центров и формирование складчатых структур. Это влияние зон на складчатую тектонику более четко выявляется на крупных структурах — антиклинорных и синклинорных, особенно при их высокой мобильности, когда возникают протяженные полосы сжатых складок, или зоны смятия, наподобие Коктас-Джартасской, Успенской, Иртышской. Что же касается относительно мелких складчатых систем, то на их формировании более сказывается сложное сочетание движений блоков основания и результирующая этих движений в верхних структурных ярусах. Обычно это приводит к несопадению простираения складок и подвижных зон.

Схема размещения подвижных зон Центрального Казахстана была использована в 1954 г. для составления карт прогнозов на редкие металлы [7] и оказалась полезной в практическом отношении. Нам кажется, что и на Алтае положением разновозрастных глубинных подвижных зон можно объяснить поясовое распределение оруденения.

Общие принципы построения

Современная денудационная поверхность на территории Восточного Казахстана вскрывает плективные формирования и литологические комплексы различных структурных ярусов, фрагменты которых в виде блоков были подняты на различную высоту вдоль дизъюнкций преобладающе молодого возраста. Таковы блоковые поднятия докембрия в различных районах Центрального Казахстана, в Чу-Илийских горах и юго-восточных районах. Молодой возраст имеют поднятия систем Тянь-Шаня, Алтая, равно как и опускания в межгорных впадинах, благоприятствовавшие накоплению отложений мезо-кайнозоя. Эти разломы крупного масштаба нами пока не рассматриваются, поскольку их значение для распределения оруденения является второстепенным.

Структурное обрамление Восточного Казахстана представлено на севере Кокчетавской платформой допалеозойских комплексов, собранных в широтные складки. К востоку она погружается и перекрывается относительно молодыми отложениями Западно-Сибирской низменности. Карсакнай-Улутауский антиклинорий на западе имеет почти меридиональное простирание и к югу также погружается, возможно соединяясь с северо-западной системой Каратау. Последняя по направлению к юго-востоку приобретает почти широтное простирание и уходит в пределы Киргизии, а затем и Китая (рис. 1). В Горном Алтае наиболее древние комплексы имеют северо-западное простирание.

Таким образом, этот крупный регион Восточного Казахстана остается как бы незамкнутым с юго-востока, продолжаясь на территории Западного Китая, что еще ранее отмечали Н. Г. Кассин, В. Ф. Беспалов [1] и другие.

Внутренняя часть этой огромной складчатой страны разделяется двумя крупными и протяженными складчатыми системами древнего возраста. Срединный антиклинорий, переходящий к югу в Булаттау-Чулинский антиклинорий, прилегающий к системе Тянь-Шаня, образует первую из них. Вторая система расположена северо-восточнее и состоит из системы Чингиза-Тарбагатай. В результате Восточный Казахстан расчленяется на три части—западную, центральную и северо-восточную, обладающие своими геолого-структурными особенностями. В. Ф. Беспалов назвал их соответственно Джезказганской, Джунгарско-Балхашской и Алтайской геологическими провинциями¹.

В этих геолого-структурных провинциях фиксируются по выходам интрузивных массивов разновозрастные подвижные зоны. Глубокие тектонические расколы периодически возникали в жестких оболочках археозоя и протерозоя и редко достигали верхних структурных ярусов, но направляемые ими интрузии в большинстве случаев поднимались выше. Имеется, таким образом, положение, при котором существование подвижных зон обнаруживается по интрузивным массивам, залегающим и перекрывающим (поскольку массивы расширяются в надкорневой части) сами разрывы. На закономерность формирования интрузивных комплексов и образование ими поясов указывали многие исследователи, из которых следует выделить работы В. С. Коптева-Дворникова [4].

Ознакомившись с нашими материалами по прогнозам на редкие металлы 1954 г., Е. А. Радкевич недавно использовала этот принцип для построения схемы подвижных зон Южного Приморья (1956 г.).

Пояса одновозрастных интрузий местами являются довольно широкими, что связано с неоднородностью верхних ярусов и расщеплением в них глубинных разломов на ряд ветвей. В других случаях имеют место значительные отклонения подводящих разломов от вертикали. Мы сочли целесообразным в таких случаях отразить на схеме примерное положение проекции осей в х частей подвижных зон на современную поверхность. Со временем, когда комплексные геофизические методы позволят различать глубинные дизъюнктивные структуры по характеру (а следовательно, и возрасту), они явятся важным дополнением к обычным геолого-структурным методам.

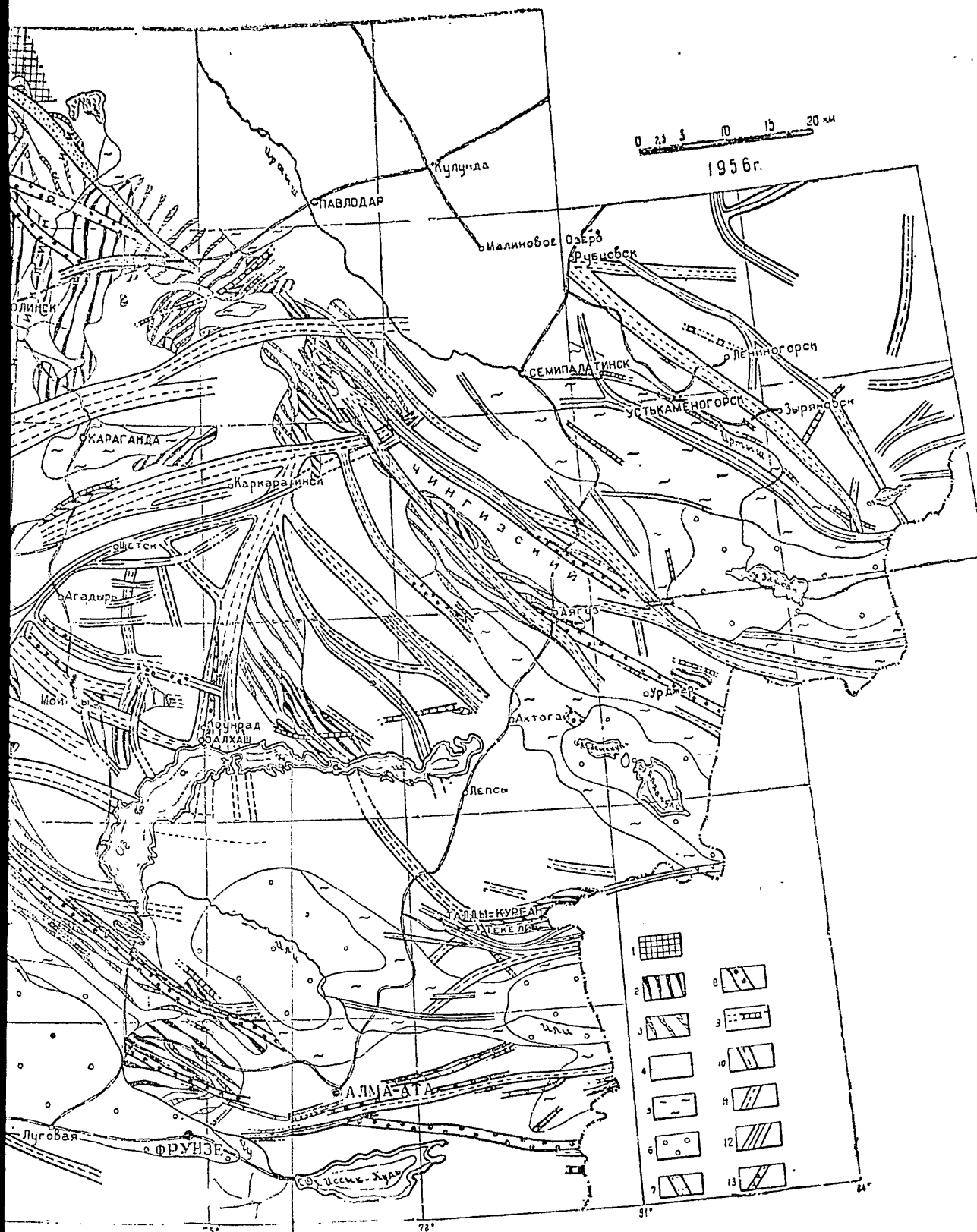
Основой для составления схемы размещения подвижных зон (рис. 1) послужили геологические съемки многих авторов, объединенные затем в картах масштаба 1 : 500000, а также геолого-петрологические исследования В. Ф. Беспалова, И. И. Бока, Р. А. Борукаева, К. И. Дворцовой, Н. Г. Кассина, В. С. Коптева-Дворникова, Г. Ц. Медоева, В. П. Нехоро-

¹ Границы этих зон несколько отличаются от намеченных В. Ф. Беспаловым.



Рис 1 Схема размещения некоторых глубинных подвижных зон Восточной Казахстана. Составил Г. Н. Шерба по материалам В. Ф. Беспалова, И. И. Бока, Р. А. Борукаева, К. И. Дворцовой, Н. А. Пигулевского, Н. А. Севрюгина, А. И. Семенова, Е. Д. Шлыгина и Г. Н. Шербы.

Условные обозначения. 1 — допалеозойская платформа, 2 — антиклинорий докембрия, 3 — антиклинорий каменноугольного периода, 4 — антиклинорий пермского периода, 5 — антиклинорий триасового периода, 6 — области кайнозойских прогибов, 7 — области кайнозойских прогибов, 8 — позднекаледонские, 9 — основных и ультраосновных пород, 10 — раннегерцинские, 11 — раннегерцинские.



мещения некоторых глубинных подвижных зон Восточного Казахстана.
 алова, И. И. Бока, Р. А. Борукаева, К. И. Дворцовой, Н. Г. Кассина, Г. Ц. Медосва, В. П. Нехорошева,
 а, Е. Д. Шлыгина и Г. Н. Щербы.
 форма; 2 — антиклинорий докембрия; 3 — антиклинорий каледонские; 4 — герцинские складчатые поля; 5 — гер-
 ов Глубочные подвижные зоны, фиксируемые интрузивными магматическими комплексами; 7 — раннекаледон-
 основных пород, 10 — раннегерцинские, 11 — ранне- и среднегерцинские; 12 — позднегерцинские; 13 — порфи-

шева, Н. А. Пигулевского, Н. А. Севрюгина, А. И. Семснова, Е. Д. Шлыгина, а также наши. Главной основой для построения схемы послужила геолого-структурная карта Г. Ц. Медоева. Поскольку возраст массивов не всегда точно определяется, возможны и дальнейшие уточнения схемы. В отличие от ранее опубликованных, представленная ниже схема, помимо охвата всего региона Восточного Казахстана, дополнена зонами развития основных и ультраосновных пород, а также порфировых интрузий, имеющих местами щелочной состав. Из-за обзорности масштаба схемы, а также выявившейся небольшой значимости для рудораспределения крупных разломов молодого возраста они на этом варианте схемы не отмечены. По этой же причине на схеме показаны лишь основные зоны. Точно так же не рассматривается влияние подвижных зон на формирование складчатых структур.

Последовательность развития

Глубинные подвижные зоны, отражающие расколы в структурном основании региона, возникли на различных исторических этапах развития земли, в моменты усиленного перемещения масс в глубоких подкоробых областях. Складкообразование в верхних структурных оболочках происходит под влиянием смещения блоков по расколам в обстановке сжатия, при этом возникают и частичные поднятия. Подвижные зоны в этот период, вероятно, имеют характер полос смятия. Следующие затем опускания способствуют раскрытию подвижных зон, которые становятся каналами для проникновения интрузивных масс. Образуются цепочки или пояса интрузий, близких по своему возрасту, петрохимическому составу, часто и по металлоносности, которые в зависимости от структурных условий и активности магмы проникают во вмещающие структуры на гипсометрически различные уровни.

Раннекаледонские подвижные зоны в пределах Карсакпай-Улутауского антиклинория имеют северо-западное или почти широтное простирание. В Кокчетавском районе наряду с таким направлением возникает и северо-восточное. В Тянь-Шане также отмечается широтное направление. В большинстве случаев пикативные структуры докембрия и нижнего палеозоя совершенно ясно пересекаются этими зонами под углом.

Позднекаледонские подвижные зоны проявились более широко на всей территории (рис. 1). Широтные и сопряженные с ними меридиональные зоны Кокчетав-Акмолинского района сменяются и дополняются однообразными северо-западными зонами, сохраняющими свой общий план и в других районах, начиная от Тарбагатай и вплоть до Каратау. Во многих случаях эти зоны характеризуются длительностью существования, давая пути и для более поздних герцинских гранитных интрузий.

Несколько особняком стоят те подвижные зоны, по которым проникли основные и ультраосновные интрузии. Хотя они и прослеживаются на значительные расстояния, но фиксируются недостаточно отчетливо, только отдельными редкими цепочками мелких массивов почти во всех районах Восточного Казахстана. Время приоткрывания таких зон с базитами и ультрабазитами было различным, и первые этапы интрузий связаны с протерозоем, а последние — с карбоном. Поскольку возраст этих интрузий во многих случаях неясен, то зоны по времени не разделены. За небольшим исключением, направление таких зон совпадает с простиранием древних складчатых и дизъюнктивных структур.

Большого размаха интрузивная деятельность достигла в среднем

девоне, карбоне и перми, превзойдя по распространению и мощности каледонские ее этапы.

Раннегерцинские зоны особо выделены только для некоторых районов, где возраст интрузий достаточно точно определен. Это — саурский этап Алтая, Чу-Илийских гор и отдельных районов Тянь-Шаня. В остальных случаях они объединены со среднегерцинским этапом.

Ранне- и среднегерцинские подвижные зоны сопровождаются широкими и протяженными поясами гранитных интрузий, особенно в Центральном Казахстане. Резко преобладают северо-западные простирания, сменяющиеся на широтные в северных дугах Тянь-Шаня. Некоторым исключением из этого являются два параллельных пояса интрузий к югу и северу от Караганды, которые протягиваются на сотни километров с юго-запада на северо-восток, от Улутау до Прииртышья. По отношению к наиболее распространенным северо-западным зонам эти два пояса интрузий ориентированы почти перпендикулярно. Севернее указанных поясов карбоновые интрузии мало распространены. Особняком также стоит меридиональная Балхаш-Джилтауская подвижная зона, протягивающаяся от оз. Балхаш до г. Каркаралинска [1]. Так же, как и для позднекаледонских, обнаруживается переход подвижных зон Тянь-Шаня в Чу-Илийские, Джунгарские — в Северо-Балхашские, а Тарбагатайских — в Чингизские.

Позднегерцинские подвижные системы несколько менее развиты и образуют более узкие пояса, мало насыщенные интрузиями. Наиболее крупный и протяженный пояс, Куу-Қылтау-Мамантасский, протягивается в северо-восточном направлении, от Бетпак-Далы до Прииртышья, более чем на 600 км. Он параллелен двум крупным среднегерцинским зонам интрузий и смещен относительно них несколько к югу. Остальные пояса — Горноалтайский, Калба-Нарымский, Чингизский и другие — имеют северо-западное простирание, нередко наклоняясь на предыдущие и рассекая их в центральных или краевых частях.

Подвижные зоны и эндогенные месторождения

Подвижные зоны различного геологического возраста, вскрывая глубокие очаги магматизма и определяя размещение интрузивных массивов, в то же время определяют и размещение оруденения, связанного с данным интрузивным магматизмом. Особенно перспективны области слабого вскрытия интрузивных поясов и надинтрузивные зоны. Как указывалось, «разброс» интрузий относительно осевых частей зон бывает довольно значительным, и здесь мы имеем лишь общий контроль в их пространственной взаимосвязи. Еще далее от них могут отстоять и рудные скопления, особенно низкотемпературные. В частности, алтайские полиметаллические месторождения располагаются по обе стороны рудноалтайской подвижной зоны, тогда как редкометалльные месторождения Калба-Нарымского района и Горного Алтая лежат в пределах самих зон. Сопоставление положения рудных поясов и указанных подвижных зон для Центрального Казахстана выявило еще одну особенность, а именно — крупные рудные скопления и узлы локализуются обычно на пересечении разновозрастных подвижных зон. Аналогичные особенности размещения оруденения отмечаются и для южной части Восточного Казахстана. Г. Б. Жилинский и Л. А. Мирошниченко [3, 5] на основе анализа закономерностей распределения оловорудных и скарновых месторождений установили, что рудные узлы со специфическим минеральным парагенезисом приурочены к определенным участкам пересечения и сопряжения выделенных нами подвижных зон Центрального Казахстана.

С положением раннекаледонских поясов гранитных интрузий связано размещение мелких редкометалльных месторождений и вкрапленных молибденово-медных руд. Некоторые позднекаледонские подвижные зоны контролируют размещение месторождений золота Северного Казахстана, некоторых редких металлов, а на юге — полиметаллических руд. Эти выводы находятся в соответствии с теми, к которым несколько иным путем пришли Р. А. Борукаев для северо-востока Центрального Казахстана [2] и П. Н. Кропоткин — для Северного Казахстана. Никеленосность и ряд месторождений меди сопровождают подвижные зоны с основными и ультраосновными интрузиями. Мощные интрузивные пояса ранне- и среднегерцинского этапа характеризуются полиметаллической специализацией и наличием многочисленных, но часто мелких рудопроявлений редких металлов, а также месторождений меди. Позднегерцинские подвижные зоны чаще всего определяют нахождение редкометалльных месторождений.

Таким образом, описанные глубинные подвижные зоны в ряде случаев определяют размещение рудных поясов, а их сопряжение или пересечение — положение рудных узлов.

При анализе перспективности отдельных подвижных зон необходимо учитывать степень денудации интрузивных поясов, структурные и литологические условия локальных районов. Для целей более детальных прогнозов эндогенного оруденения отдельных районов необходимо составлять крупномасштабные схемы размещения подвижных зон, сопровождая их литолого-структурными данными, как на это указывал К. И. Сатпаев [6], поскольку дизъюнктивные структуры чаще всего являются вмещающими для руд. Сами глубинные зоны могут быть построены на основе более подробного возрастного расчленения.

Рудные районы Центрального Казахстана, несомненно, продолжают к югу от оз. Балхаша. Нужно ожидать, что особенно перспективными окажутся области сопряжения северо-западных и меридиональных подвижных зон Центрального Казахстана с широтными зонами Тянь-Шаня, особенно там, где они не столь глубоко погружены под молодыми отложениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беспалов В. Ф. Джунгарско-Балхашская герцинская геологическая провинция. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР. Т. 1, 1954.
2. Борукаев Р. А. Некоторые закономерности металлогении допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
3. Жилинский Г. Б. О некоторых генетических особенностях оловорудных проявлений в Центральном Казахстане «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
4. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1952, № 4.
5. Мирошниченко Л. А. О скарпах Центрального Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
6. Сатпаев К. И. О прогнозных металлогенетических картах Центрального Казахстана. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1953, № 6.
7. Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
8. Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1954, № 5.

РЕЗЮМЕ

Мақалада Шағыс Қазақстан жеріндегі терендік тектоникалық зона-малардың схемасы келтірілген, және олардың пайдалы қазбаларды прогноз-лауға қандай маңызы бар екендігі айтылған.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 28

В. К. МОНИЧ

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ НА ОСНОВЕ
ОПТИКО-ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Описанные в литературе количественные статистические методы определения микроструктур по абсолютному и относительному размерам зерен (Оллинг, 1941; Теушер, 1933) являются очень трудоемкими и не пользуются признанием у геологов. Подразделение микроструктур по относительному и абсолютному размерам зерен в петрографической практике чаще всего делается путем грубо качественной оценки на глаз, вследствие чего создаются затруднения при сравнительном изучении интрузивных комплексов. Точная характеристика размеров зерен кристаллических пород имеет большое значение при изучении строительного камня, где уже давно используются весьма трудоемкие способы определения размеров зерен.

В последнее время А. А. Глаголевым (1950) разработан новый простой метод оптико-гранулометрического анализа зернистых пород. При исследовании герцинских гранитоидов Центрального Казахстана автор применял этот новый метод изучения микроструктур, что создало возможность некоторой дополнительной систематики микроструктурных типов гранитоидов.

Оптико-гранулометрический анализ по методу Глаголева проводится в обычных шлифах с небольшой затратой времени. Техника метода сводится к следующему: с помощью сетчатого окуляр-микрометра под микроскопом определяются длина и ширина минимального по площади прямоугольника, в который вкладывается данное зерно. Результаты измерения наносятся на миллиметровой бумаге, где по абсциссе откладывается длина прямоугольника, а по ординате — его ширина, или непосредственно записываются для каждого минерала. После измерения 500—1000 зерен (обычно в 3—4 шлифах) вычисляются площади для каждого узла диаграммы перемножением числа зерен на площадь соответствующего прямоугольника. Площади зерен, имеющих одинаковую длину, суммируются и могут быть представлены в виде графика, имеющего вид волнистой кривой с несколькими максимумами и минимумами (фиг. 1). Минимумы на этом графике отмечают границы между естественными гранулометрическими фракциями, а максимумы отмечают на оси абсцисс наиболее распространенные средние поперечники зерен каждой фракции. При этом можно вычислить и среднюю площадь зерна в каждой фракции, после чего возможен переход к диаметру круга, площадь которого равна

Вып. 23

площади зерна, т. е. к тем данным, которые получаются значительно более трудоемким, проекционным, методом (Оллинг, 1941).

На основе суммированных площадей вычисляется объемное содержание фракций, затем можно перейти к весовому содержанию, вычисляя раздельно объемы каждого минерала. В применении к гранитным породам, существенно состоящим из минералов близкого удельного веса, объемный и весовой состав сходны, поэтому возможно ограничиться объемными процентами фракций. В случае очень крупнозернистых пород оптические подсчеты дополняются измерением на ровной поверхности образца всех зерен с поперечником более 10 мм и вычислением их процентного содержания в объеме породы, так как в шлифы обычного размера эти крупные кристаллы не попадают в полном объеме.

В результате анализа получается достаточно точная характеристика зернистости породы с выделением естественных фракций, присущих данному типу пород.

Непосредственное сравнение подобных таблиц при изучении большого количества пород представляет довольно трудную задачу, вследствие значительного количества естественных фракций в каждой породе и разнообразных индивидуально неповторимых границ между отдельными фракциями. Поэтому в начальном периоде применения метода, пока еще не накопился статистический материал по размерам естественных фракций в отдельных группах пород, приходится переходить к некоторым стандартным фракциям. Выбор стандартных фракций может быть сделан несколькими способами. Наиболее приемлемый способ выбора стандартных фракций, в соответствии с фактически преобладающими размерами фракций главных минералов данной группы пород, еще неосуществим, вследствие малого количества гранулометрического определения структур различных типов гранитов. Между тем работа в данном направлении необходима, так как при значительной близости химического и минералогического состава гранитондов размеры зерен главных породообразующих минералов в существенной степени зависят от условий кристаллизации породы, и точное гранулометрирование, несомненно, позволит отличать генетически разнородные типы пород.

В настоящее время приходится ограничиться более условным выбором геометрических границ для размера зерен. За единицу измерения можно принять определенное количество центров кристаллизации на единицу площади, например на 1 см², как это рекомендуется Левинсоном-Лессингом (1940) и Теушером (1933). Конечно, в этом случае и выбранный эталон площади (1 см²) и десятичные степени количества центров кристаллизации (1, 10, 100 и т. п.) являются искусственными для данной породы единицами измерения, но возможность быстрого перехода от линейных размеров к числу центров кристаллизации имеет некоторый геометрический смысл.

В итоге выбираются следующие границы:

Наименование фракции	Число центров кристаллизации на 1 см ²	Средний размер зерен, в мм
Плотнотернистая	более 10000	0,1
Тонкозернистая	1000—10000	0,1—0,33
Мелкозернистая	100—1000	0,33—1,0
Среднезернистая	10—100	1,0—3,3
Крупнозернистая	менее 10	3,3

Наконец, возможно выбрать фракции по десятичной разбивке линейных размеров, так же, как принято в петрографии осадочных пород, причем, учитывая существующий опыт в подразделении структур (Лодочников, Белянкин, Заварницкий, Коржинский), можно наметить следующие примерные границы между фракциями (см. табл.):

Наименование фракций	Максимальный размер зерен, в мм
Плотнозернистая	менее 0,1
Тонкозернистая	0,1—0,25
Мелкозернистая	0,25—1,0
Среднезернистая	1—2,5
Крупнозернистая	2,5—10
Грубозернистая	более 10

При всей условности избранных границ, они близко совпадают между собой, и, очевидно, в какой-то мере отражают преобладающие в природных объектах естественные границы, которые более точно будут установлены путем гранулометрирования преобладающих типов кристаллически-зернистых изверженных пород различных типов.

Используя куммулятивные графики гранулометрического состава, разработанные в петрографии осадочных пород (Л. В. Пустовалов, 1940), легко определить содержание стандартных фракций в изученных породах, а также оценить степень неравномерности зернистости породы, наличие и объем порфировых выделений и другие важные структурные особенности породы (фиг. 1).

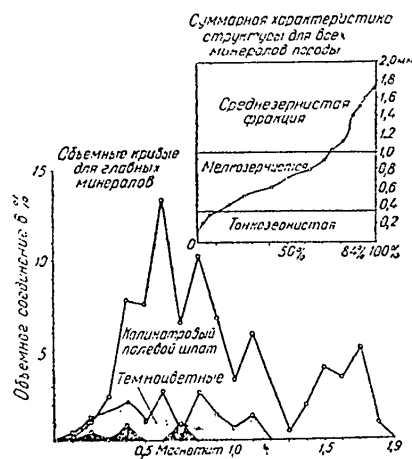
Располагая материалом более чем 100 гранулометрических анализов гранитоидов Казахстана, можно обоснованно сказать, что гранулометрирование дает надежную основу для классификации структурных типов интрузивных пород вообще и, в частности, гранитоидов, потому что этим путем уверенно обособливаются друг от друга почти все известные в петрографии структурные типы, выделяемые на основе приближенных определений абсолютной и относительной величины зерен, и в дополнение к тому выделяются новые типы структур.

По относительному размеру зерен в гранитоидах четко различаются четыре группы структур.

1. Равномернозернистые структуры

Они характеризуются малой степенью возрастания размеров зерен при подавляющем господстве какой-либо одной фракции. Кривая гранулометрического состава приближается к прямой линии и мало наклонена к оси абсцисс. По преобладающей фракции в этой группе различается 4 вида структур (тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистая) с дальнейшим подразделением по особенностям идиоморфизма.

В гранитоидах настоящие равномернозернистые структуры встречаются очень редко, вероятно вследствие значительных различий скорости кристаллизации калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца.



Фиг. 1. Гранулометрическая характеристика структуры щелочных сиенитов обр. 5266 и 5311.

Определяемые в поле как равномернозернистые, гранитоиды при микроскопическом исследовании обычно оказываются отчетливо неравномернозернистыми.

2. Простые неравномернозернистые структуры

Они характеризуются большой степенью возрастания размера зерен, мало меняющейся для разных фракций, т. е. крутым неравномерным наклоном гранулометрической кривой в главной ее части (за исключением наиболее высокопроцентной части). Нарастание размеров зерен плавное, без значительных разрывов между фракциями, за исключением самой крупной из них, составляющей менее 15% объема породы. Следует отметить, что при небольшом количестве шлифов самая крупная фракция почти всегда отделяется разрывом от главной фракции, но этот разрыв невелик и при увеличении количества шлифов значительно сглаживается, что не характерно для порфировидных структур. Не менее двух третей породы складывается двумя смежными фракциями в примерно равном развитии. Поэтому для дальнейшего расчленения этих структур по абсолютному размеру зерен затруднительно пользоваться обычными наименованиями по преобладающей фракции, так как имеется две примерно равноценные фракции. Рационально будет использовать составные прилагательные, обозначающие оба типа господствующих зерен, например тонко-мелкозернистые, мелко-среднезернистые, среднекрупнозернистые и т. п.

Эта группа структур весьма развита среди гранитоидов.

3. Порфировидные структуры

Степень возрастания размера зерен — большая и сильно меняющаяся в различных участках гранулометрической кривой. Имеется две главные фракции, но они не являются смежными по размерам, хотя и связаны друг с другом переходными фракциями незначительного объема. Гранулометрический анализ показывает, что в таких породах еще нет четкого разделения на основную массу и порфировые выделения, хотя размер зерен в крупных фракциях возрастает очень резко и кривая размера зерен сильно выкручивается в правой (высокопроцентной) части. Возникает необходимость обособить порфировидные структуры от гранит-порфировых и типичных порфировых с двумя генерациями кристаллов и придавать более узкое значение термину «порфировидные структуры» по сравнению с его первоначальным объемом по Левинсон-Лессингу (1940). Существенные петрогенетические различия между ними подтверждают самостоятельный характер порфировидных структур. Дальнейшее разделение в порфировидных породах по абсолютному размеру делается обычно по размеру более мелкозернистой главной фракции, которая составляет относительно равномернозернистую, так называемую «главную», массу породы, сходную с «основной» массой в порфировых породах. По величине зерна «главной» массы различают три вида структур: мелкозернистую, среднезернистую и крупнозернистую порфировидные структуры, с дальнейшим подразделением по особенностям идиоморфизма. Эта группа структур весьма развита среди гранитоидов.

4. Такситовые структуры расположения

Для них характерен многофракционный состав. Каждая фракция составляет менее 30% объема. Самые крупные зерна (обычно калишпата) отделены слабо намечающимся разрывом от прочих, связанных взаи-

мопереходами. Вследствие отсутствия господствующей фракции, расчленение этих пород по абсолютному размеру зерен может быть сделано с известной условностью, например по размеру той стандартной фракции, которая составляет среднюю часть гранулометрической кривой. В изученных нами случаях такситовых гранитов это была или мелкозернистая или среднезернистая фракция, в связи с чем выделяются мелкозернистые и среднезернистые такситовые структуры обычно с ясно выраженной миаролитовой текстурой. Вероятны и крупнозернистые такситовые гранитонды, но они гранулометрически будут сходны с пегматондными гранитами нижеследующего ряда.

5. Пегматитовые и пегматондные структуры

Наряду с характерным закономерным проращением минералов типичной чертой этих структур является преобладание более крупной фракции объемлющего минерала, по размеру которой их возможно разделять на тонко- и мелкозернистые гранофировые структуры, среднезернистые пегматитовые и крупнозернистые пегматитовые или пегматондные структуры. Гранулометрический анализ пород с подобными структурами представляет некоторые затруднения в отношении подсчета вростков, каковые можно рассматривать и как отдельные зерна и как скелетные части единого более крупного индивида.

6. Гранит-порфировые структуры

Для них характерно резкое обособление двух фракций, далеко отстоящих друг от друга по размерам зерен, при весьма незначительном участии промежуточных фракций, вследствие чего наблюдается ясно выраженное порфировое строение породы с основной массой и порфировыми выделениями. Это строение гранулометрически сходно с типичными порфировыми структурами эффузивных пород. Гранулометрическая кривая распадается на две части: слабонаклонная часть — для основной массы и крутонаклонная часть — для порфировых выделений.

В зависимости от количественного содержания порфировых выделений можно различать три ряда гранит-порфировых структур. 1) редкопорфировые структуры — содержат менее $\frac{1}{3}$ порфировых выделений; 2) порфировые структуры — порфировые выделения составляют от $\frac{1}{3}$ до $\frac{2}{3}$ объема породы; 3) цевадитовые и криповые структуры отличаются незначительным содержанием основной массы, составляющей менее $\frac{1}{3}$ объема породы. Дальнейшее подразделение на типы учитывает абсолютные размеры зерен в основной массе породы.

При выделении гранит-порфировых структур пришлось ввести несколько необычные их наименования. Гранит-порфирами принято называть лишь породы с тонкозернистой, реже — с мелкозернистой основной массой. Породы со среднезернистой и, тем более, с крупнозернистой основной массой относятся обычно к порфировидным породам, если даже наблюдаются резкие различия в размерах зерен основной массы и выделений. Но при точном гранулометрическом определении структур порфировидные типы четко обособливаются от более контрастных гранит-порфировых типов вследствие наличия значительного разрыва в гранулометрическом составе последних. Эти различия связаны, вероятно, с существенными генетическими различиями каждого ряда структур. Например, порфировидные типы гранитов характеризуют субфацию главных интрузий, а гранит-порфировые структуры характерны для дополнительных и малых интрузий, а также для краевой субфации главной интрузии.

Поэтому их не следует отождествлять и необходимо различать под различными названиями. Можно использовать для наименования средне- и крупнозернистых гранит-порфировых структур известный в классической литературе термин «порфировые граниты».

В отличие от имеющегося стремления слишком расширять объем группы порфировидных структур (Левинсон-Лессинг, 1940), необходимо сузить и уточнить это понятие в согласии с данными гранулометрического анализа, указывающими на необходимость обособления порфировидных и гранит-порфировых структур в самостоятельные группы. Дальнейшее расчленение гранит-порфировых структур в зависимости от абсолютного размера зерен господствующей фракции в основной массе породы представлено на обзорной таблице.

Кроме отмеченных главнейших типов структур, выделяемых гранулометрическим методом, в природе встречаются более сложные в гранулометрическом отношении типы структур, представляющие собой сочетание нескольких простых типов. Например, гранит-порфировые структуры часто усложняются гранофировой или пегматитовой структурой основной массы; пегматитовые структуры в том или ином развитии появляются при господствующем порфировидном или обычном неравнозернистом сложении породы. Все эти усложнения могут быть обозначены соответственными добавлениями к наименованию господствующей структуры. В ряде случаев, особенно в метаморфизованных гранитоидах, наблюдаются структуры, сильно измененные раздавливанием, замещением и другими метаморфическими преобразованиями. При их исследовании гранулометрический анализ, возможно, будет иметь лишь второстепенное значение среди других приемов изучения микроструктуры пород.

В заключение необходимо отметить, что разработанный А. А. Глаголевым (1950) новый метод определения под микроскопом гранулометрического состава пород следует использовать в практике петрографического изучения магматических пород. На основе гранулометрического анализа получают точные количественные размеры зерен, что очень важно при исследовании свойств технического камня и при сравнительном петрологическом изучении интрузий. Среди главных типов структур гранитоидов по относительному размеру зерен различается 8 рядов структур, а по абсолютному размеру зерен среди них, если не считать мало характерные для настоящих интрузивных гранитоидов грубозернистые структуры, выделяется около 30 структурных типов. Кроме того, встречаются сложные структурные типы, представляющие сочетание 2—3 простых типов. Нижеследующая таблица дает схему главнейших типов структур гранитоидов, различаемых по абсолютному и относительному размерам зерен. Каждый из этих типов дополнительно расчленяется и определяется в зависимости от особенностей формы кристаллических зерен, их способа срастания, степени ограниченности и прочих особенностей, отражающих ход кристаллизации и преобразования породы.

Изученный материал относится к почти метаморфизованным гранитоидам, преимущественно герцинского возраста. Насколько применим гранулометрический метод при изучении метаморфизованных гранитов и гнейсогранитов, остается неясным.

О прерывистости процесса кристаллизации

Данные гранулометрического и детального кристалло-оптического анализа гранитов различных массивов существенно по-новому освещают процесс кристаллизации магмы и выявляют такие особенности хода кри-

Таблица 1

СХЕМА
классификации микроструктур гранитоидов в зависимости от относительного
и абсолютного размеров зерен

Господствующие фракции в главной или же (при порфировой структуре) в основной массе породы	Равномернозернистые структуры	Неравномернозернистые				Неравномернозернистые гранит-порфиры		
		простые неравномернозернистые	порфировидные	такситовые	пегматитовые	редкопорфировые (выделения составляют менее 1/3)	порфировые (выделения составляют 1/3—2/3)	невадитовые и криптовые (выделения составляют более 2/3)
Тонкозернистая менее 0,33 мм	Тонкоравномернозернистые	Тонкомелкозернистые			Тонкозернистые гранопорфиры	Редкопорфировые микрограниты и аплиты	Тонкозернистые гранит-порфиры	—
Мелкозернистая 0,33—1,0 мм	Мелкоравномернозернистые	Мелкозернистые порфировидные	Мелкозернистые такситовые	Мелкозернистые гранопорфиры	Мелкозернистые редкопорфировые	Мелкозернистые гранит-порфиры	Невадитовые гранит-порфиры	
Среднезернистая 1,0—3,3 мм	Средноравномернозернистые	Среднезернистые порфировидные	Среднезернистые такситовые	Среднезернистые пегматитовые	Среднезернистые редкопорфировые	Среднезернистые гранит-порфиры	Криптовые порфировые граниты	
Крупнозернистая более 3,3 мм	Крупноравномернозернистые	Крупнозернистые порфировидные	Пегматондные		Крупнозернистые редкопорфировые	Крупнозернистые порфиры	Грубозернистые порфировые граниты	
Фациальное положение гранитоидов наиболее распространенных типов	Средние и глубинные зоны массива	Периферические части массива	Дополнительные интрузии. Пластовые залежи. Дейтерические субфации	Краевые субфации. Дейтерические субфации	Дополнительные интрузии			

В. К. МОНИЧ

сталлизации, на которые до настоящего времени мало обращалось внимания.

В петрологическом процессе кристаллизации магматических пород обычно рассматривается как непрерывный эволюционный процесс, хотя это не вполне соответствует экспериментальным данным по кристаллизации даже весьма упрощенных по составу «сухих» расплавов, далеких от природных магм как в отношении химизма, так и в отношении геолого-тектонических условий кристаллизации расплава. Так, например, при лабораторном исследовании простейших эвтектических систем устанавливается не только одноприемный, но и двухприемный ход эвтектической кристаллизации с возникновением новых центров кристаллизации для надэвтектической фазы в момент кристаллизации эвтектики (Д. С. Белянкин, 1947). Хорошо известны по экспериментальным данным реакционные, т. е. прерывистые, взаимоотношения между некоторыми минералами. Роль этих явлений, как справедливо отмечает В. И. Волженков (1940), достаточно велика при кристаллизации природных гранитоидных расплавов. Особенно значительные нарушения в плавный ход кристаллизации магматической системы должны вносить летучие вещества и особо подвижные компоненты магматической системы, так как их содержание и константы равновесия могут изменяться в значительных пределах по мере охлаждения расплава. Наконец, следует отметить, что в природных расплавах непрерывность процесса кристаллизации, несомненно, нарушается действием тектонических сил сжатия и растяжения, непрерывно-прерывисто воздействующих на кристаллизующуюся магму. К сожалению, роль этого фактора еще почти не исследована опытным путем.

Если бы процесс кристаллизации пород был непрерывным, то кристаллизация отдельных минералов эвтектической системы являлась бы преимущественно одноприемной и гранулометрические кривые для каждого минерала имели бы относительно простую форму с одним максимумом, соответствующим среднему поперечнику зерен в породе и указывающим на развитие одной генерации минерала.

Фактические гранулометрические кривые для отдельных минералов изученных пород всегда имеют несколько максимумов, отделенных друг от друга минимумами на кривых распределения и на объемных кривых, т. е. показывают наличие ясно выраженных разрывов в размерности зерен. Особенно показательны эти разрывы для средней и левой частей диаграмм, где обобщаются результаты измерений большого количества зерен и статистические закономерности выступают в полном виде. В правой части диаграммы, для сечений крупного размера, число измеренных сечений обычно недостаточно для построения полной статистической кривой, основанной на законах больших чисел, и здесь появляются разрывы в размерности в пределах генетически единой фракции, представленной лишь отдельными сечениями гранулометрической кривой вследствие недостаточного числа наблюдений.

Прерывистый характер гранулометрических кривых при большом количестве измерений позволяет заметить отдельные, ясно отделяющиеся друг от друга по размеру зерен фракции, каковые могут представлять отдельные генерации или прерывисто возникающие зарождения одного и того же минерала, отделенные друг от друга разрывом в размерности зерен. Оптическое исследование минералов породы во многих случаях показывает, что эти фракции представляют минералогически индивидуализированные генерации минералов. Так, например, при изучении герцинских гранитоидов установлено наличие ясно отличающихся по составу и одновременно по размеру зерен двух-трех генераций плагиоклазов, трех генераций калинатовых и калиевых полевых шпатов, трех генераций амфи-

В. К. МОНИЧ

белая и т. п. В других случаях соседние максимумы на гранулометрических кривых соответствуют, вероятно, лишь отдельным зарождениям минерала в пределах одной генерации, так как оптическое исследование не обнаруживает заметных различий в составе минералов, отличающихся по среднему размеру зерен.

Безусловно, следовало бы более четко отделить разновременные генерации от зарождений, которые могут возникать неоднократно в пределах одной генерации, используя для этого критерии, разработанные Д. П. Григорьевым (1949). Однако их применение, вследствие новизны и неразработанности методики, еще невозможно до проведения самостоятельной методической работы. Поэтому пока возможно выделять в качестве «зарождений» отдельные группы зерен минерала, индивидуализированные на гранулометрической кривой, т. е. придавать понятие о зарождениях более широкий смысл, чем это вкладывается Д. П. Григорьевым. Выделяемые таким образом «зарождения» в действительности могут быть как зарождениями в смысле Д. П. Григорьева, так и генетически обособленными генерациями минералов. Более точное их подразделение — дело будущих исследований.

Для каждого главного минерала интрузивных пород, а также и для некоторых акцессорных минералов (магнетита, сфена, апатита) наблюдается по несколько зарождений, нередко относящихся к различным генерациям. Они хорошо отличаются друг от друга по среднему размеру зерен. Обычно размер зерна уменьшается у более молодых генераций и зарождений. В некоторых случаях, при так называемой собирательной перекристаллизации и метасоматическом разрастании, возможны и обратные соотношения размеров зерен. Хорошо известны случаи метасоматического разрастания порфировидных выделений в гранитах, описанные, например, А. П. Лебедевым (1947), Г. Д. Афанасьевым (1949) и Б. М. Куплетским (1946). В герцинских интрузивах Центрального Казахстана они, повидному, достаточно редки, так как в изученных примерах таковые случаи не отмечены. В изученных породах перекристаллизация выражается грануляцией и бластезом зерен, т. е. уменьшением их среднего размера против первоначального, а метасоматические процессы выражены в образовании вторичных минералов грейзенового или березитового комплекса и других хорошо отличных минералов послемагматического типа.

На основании гранулометрического исследования различных интрузивных пород мы приходим к выводу, что процесс кристаллизации гранитоидов является непрерывно-прерывистым процессом, сопровождаемым рядом скачков в развитии магматической системы и нередко ясно выраженными перерывами процесса кристаллизации.

Причины многократного нарушения плавного хода кристаллизации, повидному, разнообразны, но в основном они являются следствием взаимодействия факторов внутреннего и внешнего порядков.

Среди факторов внутреннего порядка необходимо допустить скачкообразный характер внутреннего развития самой магматической системы, приводящий к прерывистому ходу кристаллизации как отдельных минералов, так и характерных их парагенезисов. Заметные количественные изменения состава системы по мере развития процесса кристаллизации, хорошо уловимые на графиках, вследствие значительно меняющегося количественного соотношения выделяющихся минералов должны неизбежно приводить к коренным качественным изменениям физико-химической системы, обуславливающим переход в качественно отличный этап развития системы с резко изменившимися условиями роста кристаллов. Именно такой характер имеет возникновение позднемагматической генс-

рации главных минералов в гранитондах, кристаллизующихся из остаточного расплава, обогащенного летучими веществами и обладающего увеличенной способностью проникать в межзерновые промежутки породы несмотря на более низкую температуру расплава. В этом этапе, по сравнению с более ранними этапами, резко видоизменяются условия роста кристаллов — число центров кристаллизации на единицу объема, скорость роста кристаллов и даже габитус кристаллов. Возникающие в этом этапе минералы образуют особую генерацию, отличающуюся и по химизму минералов, и по особенностям их расположения лишь в межзерновых промежутках, и по строению агрегатов, обычно более мелкозернистых, чем ранее выросшие кристаллы. Характерной особенностью этой генерации минералов является ее способность разъедать ранее образованные кристаллы. Это указывает на некоторую неустойчивость ранних магматических минералов в позднемагматическом расплаве, что невозможно при чисто эволюционном, непрерывном формировании остаточного расплава.

Большая роль позднемагматического этапа кристаллизации гранитондов была обоснована впервые в работе В. С. Коптева-Дворникова и Е. А. Кузнецова (1931) по Борзовке и в последующее время неоднократно подтверждалась другими исследователями, в частности в работе М. Я. Яковлевой (1946) по Челябинскому гранитному массиву, где приведены зарисовки характерных форм развития позднемагматических минералов. Гранулометрическая методика объективным путем подтверждает выводы этих исследователей и позволяет количественно оценивать роль и значение постмагматической кристаллизации в образовании различных пород.

Не столь резкие, но все же заметные скачки в развитии системы, скорее всего сопровождающиеся перерывами кристаллизации, устанавливаются и в более ранние этапы при смене парагенезисов главных минералов, например при переходе парагенезисов с пироксеном в парагенезисы с роговой обманкой, при окончании кристаллизации плагиоклаза и включении в парагенезис каликатровых полевых шпатов и пр., т. е. при переходе двухминеральных линий парагенетической диаграммы и перемещении фигуративной точки расплава в соседние поля кристаллизации физико-химической системы вследствие постепенного изменения химического состава расплава по мере его кристаллизации.

Среди факторов внешнего порядка на первое место необходимо выдвинуть воздействие на магму тектонических движений, вызывающих пульсационные движения в кристаллизующемся магматическом массиве. Воздействие этого рода явлений можно видеть, например, в возникновении крупных порфировидных выделений каликатрового полевого шпата в порфировидных гранитах и граносенитах. Крупные кристаллы начали образовываться в ранний этап существования магмы, вероятно, еще в глубинном очаге или, во всяком случае, до окончательного размещения интрузии, так как в период главной кристаллизации породы они частично растворялись и приспособлялись к новым условиям равновесия и затем продолжали нарастать, причем одновременно с ростом их внешней каймы в новых центрах кристаллизации возникали многочисленные кристаллы того же или близкого состава, уступающие по размеру более ранним кристаллам. Перерыв в кристаллизации вызван, очевидно, не столько общим изменением химизма системы, сколько перемещением магмы в более высокие слои литосферы. Периодически возникающие в литосфере движения расширения и сжатия, очевидно, должны отражаться пульсационными движениями в кристаллизующейся магме, которые могут привести к временным перерывам в кристаллизации породы и к возникновению новых центров кристаллизации в пределах одной генерации, т. е. периодическому воз-

возникновению новых зарождений кристаллов. Поскольку явление самопроизвольной кристаллизации имеет малое значение, а влияние «затравок» на образование новых центров кристаллизации чрезвычайно велико и должно считаться ведущей причиной возникновения новых кристаллов (В. Д. Кузнецов, 1953), пульсационные движения в кристаллизующейся магме, несомненно вызывающие возникновение «затравок» в межзерновых промежутках породы, будут выражаться в периодическом появлении новых зарождений кристаллов даже в условиях единой равновесной парагенетической ступени.

Д. П. Григорьев допускает не только периодическое, но и непрерывное возникновение зарождений кристаллов, причины которого еще недостаточно выяснены. Гранулометрический метод, повидимому, не позволяет выявить эти непрерывно возникающие зарождения, так как на гранулометрических кривых они будут складываться в единую волну и отчетливое выражение на графике получают лишь зарождения, отделенные друг от друга явным разрывом размерности, т. е. периодически возникающие зарождения.

Взаимодействие вышеуказанных внутренних и внешних факторов прерывистого хода кристаллизации магматической системы обуславливает тот или иной ритм кристаллизации интрузии, находящий определенное выражение в гранулометрических кривых и являющийся достаточно характерным и выдержанным для каждого интрузива на больших расстояниях.

Гранулометрические графики можно использовать для аналитического расчета динамики процесса кристаллизации (длительность отдельных этапов кристаллизации и пр.), но для этого необходимы исходные данные по определению в лаборатории линейной скорости кристаллизации хотя бы для некоторых минералов гранитоидов (в первую очередь, для наиболее легко определяемых: магнетита, плагиоклаза). В настоящее время имеются экспериментальные определения линейной скорости кристаллизации лишь для минералов базальтов (А. Леонтьева, 1947, 1950), которые позволяют по гранулометрическим данным рассчитать динамику процесса кристаллизации основных пород. Интерполяция этих данных в область кислых расплавов затруднительна, но по мере развития физико-химических исследований кислых расплавов фактическая научная ценность точных гранулометрических графиков кислых изверженных пород будет возрастать, и на их основании возможно будет более точно решать далеко еще неясный вопрос о том, как кристаллизуются различные изверженные горные породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях багровитового типа Западного Кавказа «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1949, № 3, стр. 27—44.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Оливин и моноклинный пироксен в порфировидной структуре базальтов Грузии. Зап. ВМО, ч. 74, вып. 2, 1945, стр. 159—162.
- Волженков А. И. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР] Петрографическая серия, вып. 21. М., Изд. АН СССР, 1940.
- Глаголев А. А. Морфо-гранулометрический анализ массивных агрегатов Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1950.
- Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов. Минералогический сборник Львовского геологического общества, 1949, № 3, стр. 15—32.
- Коптев-Дворников В. С. и Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. Труды Института прикладной минералогии, вып. 47, 1931.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Госиздат, 1953.
- Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфировидных гранитов Среднего Урала. Сборник «Академику Д. С. Белянкину» АН СССР, 1946, стр. 211.

- Лебедев А. П. К петрологии некоторых типов гранитоидов Северной Украины Труды Института геологических наук, вып. 84, 1947.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография М. — Л., 1940.
- Леонтьева А. А. Кристаллизация двух оливиновых базальтов. Зап. ВМО, часть 76, 1947, № 3, стр. 202 — 210.
- Леонтьева А. А. Плавленные базальты, их свойства и применение Труды Института геологических наук, вып. 86, 1950.
- Оллинг Г. Л. Петрология. М., Госгеолгиздат, 1941.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Часть II, ГОНТИ, 1940.
- Яковлева М. Я. К вопросу о кристаллизации челябинских гранитов. Сборник «Академику Д. С. Белянкину». Изд. АН СССР, 1946, стр. 321 — 332.
- Teuscher E. Metodisches zur Quantitation und körniger Gesteine T. M. P. M., 41, 1933, vol 410 — 421.

РЕЗЮМЕ

Гранитоид түйірлерінің салыстырмалы мөлшерлеріне қарай құрылыстың сегіз қатары, дәндердің абсолюттік мөлшеріне сәйкес 30 ға структуралық типтерге бөлінеді (таблица).

Гранулометриялық талдау әдісін интрузиялардың бірімен бірін салыстырып петрологиялық зерттегенде және техникалық тастардың хасиеттерін анықтағанда пайдалану керек.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОМ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 24

И. И. БОК

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ
ПОРОД В КАЗАХСТАНЕ

Интрузивные породы ультраосновного и основного состава в Казахстане появляются относительно редко. Для установления этого достаточно ознакомиться с геологической картой данной территории, составленной под редакцией Н. Г. Кассина в масштабе 1 : 1 500 000, на которой видно, как мало их в Восточном Казахстане по сравнению с соседними районами Южного Урала и Мугоджар. Но эта карта сравнительно очень малодетальна, т. к. часть небольших по площади массивов ультраосновных пород на ней не была показана, вследствие того, что они не выражались в ее масштабе. Кроме того, отдельные массивы этих пород были зафиксированы при геологосъемочных работах последнего времени, проведенных позже ее составления.

Нами была предпринята попытка определения цифр площадей на имеющихся к настоящему времени крупномасштабных оригинальных картах. Измерения площадей производилось тем же методом, которым пользовался С. П. Соловьев (1952) при решении вопроса о распространении отдельных разновидностей изверженных пород по территории СССР. При этом выяснилось, что интрузивные ультрабазиты не отделимы от различных базитов. Это, в свою очередь, потребовало вовлечения в подсчет не только площадей интрузивных базитов, но и некоторых массивов, в которых по малой детальности имевшихся геологических карт серпентиниты и другие ультраосновные породы выделены не были, но могли предполагаться. Затем в подсчет были введены и все остальные интрузивные габброиды, показанные на имеющихся геологических картах, кроме явно гибридных, эффузивных и дайковых.

Таким образом, в подсчет вошли более или менее все массивы основных и ультраосновных пород, зарегистрированные на имеющихся геологических картах отдельных районов и частей Восточного Казахстана. Эти цифры площадей и сведены в общую таблицу 1.

Обзор этой таблицы показывает, во-первых, что в различных геологических районах Восточного Казахстана разные представители этих пород и их совокупности распространены очень различно. В одних районах, как Экибастуз-Улентинский, Джезказган-Улутауский, Селетинский и Калбинско-Алтайский, они развиты в достаточно больших размерах, в других же их очень мало. На первый взгляд кажется, что их максимальное развитие происходит в тех районах, которые по преимуществу сложены докембрийскими и древне-палеозойскими образованиями. Но это верно только час-

тичи
впол
ние
таус
осно
суте
торы
расп
типа
неин
этом
ласт
(195
вых
гнон
ных
зова
име
озер
Чак
появ
ульт
пояс
дли
в пос
(195
ыва
рыс
райо
Алта
или
в кар

и ул
ным
явля
прям

расп
анал
табл
измер
тых в
ности
тия р
рее. в
данно
му по
тать
резул

Вып 21

тично, и при более углубленном разборе это положение оказывается не вполне точным. Так, например, несмотря на очень широкое распространение допалеозойских и нижнепалеозойских формаций в пределах Кокшетауской глыбы, в Каратау и в Чингизском антиклинории ультраосновные и основные интрузивы встречаются в небольшом количестве или даже отсутствуют (большие части Чингизтау и Каратау). В то же время в некоторых других районах, к числу которых относятся Западнокалбинский, где расположен Чарский пояс, Рудный и Южный Алтай и др., породы этого типа развиты сравнительно широко, несмотря на очень малое распространение в них древнего палеозоя и докембрия. Может быть, объяснение этому нужно искать в той же связи интрузий перидотитовых магм с областями глубоких линейных прогибов, на короткую указывая Г. Г. Хесс (1952). Замечательной особенностью общего размещения серпентинитовых массивов Восточного Казахстана является их приуроченность к региональным линейным структурам и поясовое расположение в них отдельных тел. Таковы крупнейшие пояса этих пород, которые были охарактеризованы выше. Необходимо упомянуть о Чарском поясе в Западной Калбсе, имеющем длину 125 км при ширине от 4 до 10 км, о поясе, тянущемся от озера Ангренсор или даже несколько восточнее его урочища с массивом Чакен и имеющем длину до 150 — 160 км. Этот пояс, однако, осложнен появлением нескольких ветвей отдельных мелких и более крупных тел ультрабазитов и габброндов, находящихся вне основного простирания пояса. Таковы же пояс Бурунтау (восточная часть степи Бетпак-Дала) длиной до 200 км, пояс Тектурмас-Ортау-Караган длиной 300 — 400 км, в последнее время подробно охарактеризованный Н. П. Михайловым (1952). Исключением из этого являются массивы-одиночки, пока не укладываемые в линейные структуры: Златогорский, Челкарский, некоторые массивы Селетинского, Степняковского, Экибастуз-Улентинского районов и аналогичные им группы гипабиссальных габброндных тел на Алтае. Характерно, что и сами формы этих массивов, как правило, более или менее изометричны или даже округлы и почти не имеют удлинения в каких-нибудь направлениях.

Решение вопроса о структурной приуроченности интрузии основных и ультраосновных пород и о соотношении их форм с общими региональными структурными формами и окружающими частями земной коры пока является затруднительным и здесь опускается, тем более, что он не имеет прямого отношения к главной задаче настоящего сообщения.

Во-вторых, из данных таблицы можно сделать вывод о соотношении распространения отдельных разновидностей пород этой категории. При анализе этих соотношений необходимо иметь в виду, что все приведенные в таблице цифры представляют размер учтенных площадей этих пород, измеренных на картах различных масштабов, разной детальности и снятых в разное время (в том числе некоторых, имеющих большую давность), а не истинные цифры размеров действительных площадей развития разных пород. Они, таким образом, в этом отношении отражают скорее всего степень изученности территории Восточного Казахстана. Но на данном этапе они являются наибольшим приближением к действительному положению, поэтому приведение их в данном сообщении нельзя считать лишним. Перечисление их на проценты к общему итогу дает такой результат:

Серпентиниты и ультрабазиты	— 21,6%
Тальковые породы	— 0,2%
Гранатовые породы	— 0,2%
Пироксениты	— 0,9%
Нориты, габбронориты и оливиновые их разновидности	— 5,5%

Анортозиты и троктолиты — 0,1%
 Габбро и оливковые габбро — 16,8%
 Полосатые габбро и габбро-амфиболиты — 3,4%
 Габбродиориты — 27,0%
 Бирбириты и листвениты — 24,3%

Порайонные площади серпентинитов и габброидов Восточного

Районы	Серпентиниты и пироксениты	Тальковые породы	Гранатовые породы	Пироксениты
Златогорско-Челкарский	22,2	—	—	1,1
Степняковский	16,6	—	—	—
Селетинский	2,0	—	+	15,0
Экибастуз-Улентинский	137,0	—	+	1,0
Известково-заводский	0,2	—	—	—
Муржикский	4,1	+	—	+
Чарский	175,0	—	+	+
Рудный Алтай]	—	—	—	—
Калба-Южный Алтай	2,3	0,3	—	—
Джезказган-Улутауский	89,1	1,1	+	3,4
Куланутмесский	3,5	—	—	—
Тектурмасский	40,0	+	+	+
Ортау-Космурун-Караган	3,5	—	—	—
Северное Прибалхашье	81,8	—	5,7	4,0
Джунгарский Алатау	0,2	+	—	—
Бурунтау (Бетпак-Дала)	138,3	5,0	+	5,0
Каратау (массив Бессаз)	2,0	+	—	—
Занлийский Алатау	9,0	2,0	+	+
Итого по Восточному Казахстану	726,8=21,6%	8,4=0,2%	5,7=0,2%	29,5=0,9%
Казахстанский Южный Урал	1243,0	+	+	+
Мугоджары	955,0	+	+	+
Итого по западу Казахстана	2198,0=65%	+	+	+
Всего	2924,8	8,4	5,7	29,5

При этом нужно иметь в виду, что цифра по тальковым породам, как относительная, так и в абсолютной величине (8,4 км²), сильно занижена и должна быть значительно увеличена за счет тех частей серпентинитовых массивов, которые превращены в талькокарбонатные породы, и, в еще большей степени, за счет тальковых и талькокарбонатных сланцев, не выделенных из общих толщ зеленых метаморфических сланцев. То же можно сказать и о гранатовых породах, количество которых, вероятно, много больше приведенной цифры (5,7 км²), характеризующей, собственно, только один уникальный по своим размерам массив Тогултас в Северном Прибалхашье, почти полностью сложенный гранатовыми породами. Цифры по порфитам и пироксенитам могут быть несколько завышены, благодаря присутствию в составе учтенных цифр площадей настоящих габбро —

для
 для
 габбро
 итито
 ния

Каза

184

кварц
 лых
 Р
 денн
 точно
 же
 И
 време
 рой у
 Урала
 лостан

для первых, и габбропироксенитов (сильно меланократовых габбро) — для вторых. Вероятно, занижены цифры по габбро и полосатым габбро с габброамфиболитами. Размер суммарной площади бирбиритов и лиственитов может быть несколько преувеличен, вследствие неточного разделения апосерпентинитовых вторичных кварцитов (бирбиритов) и осадочных

Таблица 1

Казахстана (квадратные километры с округлением)

Нориты и габбронориты	Габбро и оливковые габбро	Анортозиты и троктолиты	Полосатые габбро и габброамфиболиты	Габброиднориты	Бирбириты и листвениты	Всего
1,0	28,0	2,2	59,5	—	—	114,0
—	17,8	—	+	111,0	—	147,0
96,0	69,0	—	+	120,0	1,6	302,0
—	38,0	—	+	—	452,0	628,0
—	+	—	+	—	3,5	3,7
—	+	—	—	—	2,5	6,6
—	28,0	—	+	—	100,0	303,0
72,5	18,0	—	—	85,0	—	175,5
5,0	146,0	—	—	50,0	0,5	214,1
—	2,8	—	11,9	534,0	4,6	646,9
—	—	—	—	—	—	3,5
—	13,7	—	12,7	—	19,4	85,8
—	9,5	—	+	4,0	17,0	34,0
—	15,7	—	+	1,0	46,5	154,7
—	2,5	—	—	—	—	2,7
—	150,2	—	—	—	171,3	469,8
10,0	—	—	30,0	—	+	42,0
—	26,0	+	2,0	—	—	39,0
184,5=5,5%	565,2=16,8%	2,2=0,1%	116,1=3,4%	905,0=27,9%	818,9=24,3%	3372,3=100%
+	482,0	+	+	+	+	1725,0
+	906,0	+	+	+	+	1861,0
+	1388,0=35%	+	+	+	+	3586,0=100%
184,5	1953,2	2,2	116,1	905,0	818,9	6958,3

кварцитов, кремнистых известняков и вторично кварцитизированных кислых полевошпатовых пород — интрузивных и эффузивных.

Резюмируя все сказанное, можно еще раз констатировать, что приведенные соотношения показывают меру изученности этого вопроса в Восточном Казахстане и могут рассматриваться только как первое приближение к истинному положению в этом вопросе.

Интересно также сравнение общей цифры учтенной к настоящему времени площади всех массивов интрузивных пород этой категории с цифрой учтенной площади их в Мугуджарах и казахстанской части Южного Урала в пределах Актюбинской и Кустанайской областей КазССР. Это сопоставление дает (округленные цифры):

Восточный Казахстан — 3372 км²
Южный Урал — 3386 км²

Абсолютные цифры по обоим районам, таким образом, имеют один и тот же порядок, причем для Южного Урала подсчет (по геологическим картам Г. И. Водорезова, Б. И. Борсука, А. А. Петренко и др.), вероятно, несколько преуменьшен, так как велся не столь скрупулезно, как это имело место для Восточного Казахстана. Эти соображения показывают действительную полную однородность цифр суммарных площадей основных интрузий для обоих этих районов. При этом нужно учитывать, что площадь казахстанского Южного Урала и Мугоджар не составляет и 5% (для части, сложенной магматическими и метаморфическими породами) от соответствующей площади Восточного Казахстана (исключая крупные участки, сложенные преимущественно кайнозойскими отложениями). Иначе говоря, в Восточном Казахстане распространение интрузий основной и ультраосновной магм на современном денудационном срезе по крайней мере в 20 раз меньше, чем в ближайших, соседних, частях Урала.

Что же касается расчленения общей суммарной цифры площади габброидов и ультрабазитов по казахстанской части Урала и Мугоджарам (по отдельным разновидностям этих пород), то оно подробно не проведено, как это сделано для четко отграниченной площади Восточного Казахстана. Для запада Казахстана (казахстанская часть Урала и Мугоджар), являющегося лишь небольшим южным отрезком Урала, схематические подсчеты дают следующие округленные цифры:

Серпентиниты и другие ультрабазиты
(бесполовошпатовые породы) — 65 %
Габброиды, кроме явно гибридных,
дайки и эффузивных — 35 %

Для Восточного Казахстана эти цифры соответственно равны 47 и 53%. Это сопоставление показывает исключительное богатство Урала ультраосновными членами этого семейства и меньшее развитие их в Восточном Казахстане.

Последним вопросом, который может быть поставлен здесь, является проблема соотношения интрузий гранитоидов и габброидных магм. Для его решения нужен был бы подсчет площадей гранитоидов, чрезвычайно широко распространенных в Восточном Казахстане. Подобные подсчеты площадей гранитных массивов для Восточного Казахстана в настоящее время ведутся в Институте геологических наук АН КазССР, но они еще не закончены. Если оперировать с грубыми, приближенными цифрами площадей крупнейших гранитных массивов Восточного Казахстана, то они в сумме составляют до 200 тыс. км². Это приводит к тому положению, что ультраосновные и основные интрузивные массивы составляют только около 3,5% от площадей гранитных массивов.

Эту цифру нельзя не признать очень низкой, так как общий средний процент их по отношению к кислым интрузиям в СССР, по цифрам С. П. Соловьева, определяется в 4,1%; А. Нопф для материка Северной Америки поднимает это отношение до 7,4%. Несомненно, такая низкая роль габброидов-ультрабазитов в сравнении с громадным развитием гранитоидов в Восточном Казахстане является каким-то образом закономерной связанной с общими условиями геологического развития этого региона и с особенностями вулканогенеза и плутогенеза.

Незначительность этой цифры особенно подчеркивается, если сравнить Восточный Казахстан с соседним регионом Урала в целом. Здесь, по цифрам С. П. Соловьева, роль ультраосновных и основных интрузивов по отношению к интрузиям гранитов гипертрофированно повышается до

40,6%
СССР
объяс
ных п
ческо

Б
мин на
М
наук С
рые по
Х
пробле
Т 2, 19

Б
заказа
бул та
4,1 пр
тейин
дыгы
М
т/у ж
лиметт

40,6%, что ставит его в исключительное положение среди других регионов СССР и равняет с очень редкими регионами мира. Этим, несомненно, объясняется совершенно уникальное богатство Урала в отношении наличных и потенциальных ресурсов таких типичных представителей специфического комплекса, как платиноиды, хром, асбест, тальк и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукеев Р. А. Допалеозой северо-востока (Сары-Арка). «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1950, вып. 14.
 Михайлов Н. П. Чу-Балханский ультрабазитовый пояс. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1955, № 1, стр. 93 — 104.
 Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М., Госгеолиздат, 1952.
 Хессе Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. Т. 2, 1939, стр. 279 — 300.

РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада ультраегізді және негізді тау жыныстарының Қазақстанда қаншалықты аймақты алып жатқандығы көрсетіледі. Егер де бұл тау жыныстары бүкіл Союз көлемінде гранитоид массивтерінің 4,1 проценттей бөлігін, ал көршілес Орал тауында тіпті оның 40-проценттейін алып жатса, Қазақстанда ол тек 3,5 процентін ғана алып жатқандығы анықталып отыр.

Мақаланың аяғында әрбір жеке ауданда негізді және ультраегізді тау жыныстарының қаншалықты аймақты алып жатқандығы туралы мәліметтер келтіріледі.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 24

Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Основные принципы изучения ультраосновных и основных пород при геологическом картировании подобны таковым для гранитоидных интрузий. Поэтому ниже кратко рассмотрены лишь те приемы исследования, применение которых определяется спецификой геологического положения, строения и вещественного состава ультраосновных и основных интрузий Центрального Казахстана.

Ультраосновные и основные интрузии составляют ничтожную часть интрузивных образований Центрального Казахстана, а массивы их невелики по размерам. Они изучены несравненно слабее, чем гранитоидные интрузии. Тем не менее имеющийся к настоящему времени материал, сведенный в работах И. И. Бока (1945), И. Ф. Трусковой (1948), Н. П. Михайлова (1955) и др., позволил выявить некоторые черты формирования этих интрузий и их положение в структуре Казахской складчатой страны.

Прежде чем перейти к изложению принципов изучения ультраосновных и основных интрузий, необходимо кратко рассмотреть уже намеченные ныне закономерности их формирования, поскольку тогда будут ясны и те нерешенные вопросы, на которые следует обращать более пристальное внимание при геологическом картировании.

**1. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ
И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Исследования последних лет указывают на то, что ультраосновные и основные интрузии в Центральном Казахстане не только во многих случаях пространственно разобщены, но почти повсеместно приурочены к разным структурным этажам и имеют различный возраст, так что объединение их в одну габбро-перидотитовую формацию ошибочно. В этом отношении Казахстан не представляет исключения; как и в других складчатых областях, здесь отчетливо выделяются две интрузивные формации: ультраосновная (офиолитовая) и габбровая (габбро-пироксенитовая или габбро-перидотитовая). Кроме этих двух формаций, отличающихся своим геолого-структурным положением и металлогеническими особенностями, выделяется еще формация основных малых интрузий (табл. 1).

У.
их пер
ложен
килом
лагаю
назыв
ным р
глубин

3.
ковых
узким
Н. Г.
ляет
мнени
ральн
заложе
полаг
жанну
ных п

В
компл
татам
менее
щитов
по да
некото
пости
скини
гают

И
ультр
форм
мелки
чески
верою
кую к
приме
и В. I
повны
ультр
их те
ляется

Р
давя
случа
У
псенти
ляет

УЛЬТРАОСНОВНАЯ ФОРМАЦИЯ

1. Геологическое положение

Ультраосновные интрузии, там, где можно с уверенностью говорить о их первичном залегании, размещены исключительно в допалеозойских отложениях, слагающих осевые зоны крупных линейно вытянутых на сотни километров антиклинорий. Отдельные мелкие тела ультрабазитов располагаются обычно цепочками вдоль осевых зон антиклинорий, образуя так называемые эмсевичевы пояса, приуроченные, как правило, к региональным разломам. Последние, по всей вероятности, являются выражением глубинных разломов субстрата.

Замечательной особенностью пространственного размещения эмсевичевых поясов Центрального Казахстана является то, что они совпадают с узкими геосинклинальными прогибами верхнего докембрия, намеченными Н. Г. Кассиным (1951) и Р. А. Борукаевым (1955). Исключение составляет Чарский пояс, возраст которого вызывает еще больше разноречивых мнений, чем возраст других эмсевичевых поясов. Таким образом, и в Центральном Казахстане внедрение офиолитовой формации относится к этапу заложения первичных геосинклинальных прогибов, связанных, как предполагают, с возникновением глубинных разломов. Эту регионально выдержанную черту следует иметь в виду при суждении о возрасте ультраосновных интрузий.

Вмещающими породами ультраосновных интрузий являются два комплекса. Один из них, представленный гнейсами, сланцами и амфиболитами, по возрасту относится к древнему докембрию, другой состоит из менее метаморфизованных пород: кварцитов (наиболее часто), яшмокварцитов и метаморфизованных эффузивов. Возраст последнего комплекса, по данным Р. А. Борукаева (1955), датируется верхним протерозоем. В некоторых эмсевичевых поясах ультрабазиты в результате позднейших постинтрузивных подвижек приведены в тектонический контакт с ордовикскими отложениями (Чу-Балхашский пояс), а в Чарском поясе они залегают в виде тектонических блоков среди отложений карбона.

2. Форма, размеры тел и структурные особенности

Имеющихся данных пока еще недостаточно, чтобы судить о формах ультрабазитовых тел. Повидимому, в большинстве случаев они имеют форму вертикальных или круто наклоненных линз и пластин; для более мелких тел нередко характерны неправильные более или менее изометрические в плане очертания или дайкообразные формы. Значительно реже и, вероятно, лишь для сравнительно крупных тел можно предполагать близкую к гарполитовой форму (Пстанский массив, по Н. П. Михайлову). На примере Центрального Казахстана подтверждается замеченное Хессом и В. Н. Лодочниковым общее правило о линзообразной форме ультраосновных массивов. Следует, однако, отметить, что поскольку зачастую ультрабазиты представляют тектонические блоки, первоначальная форма их тел могла быть значительно изменена и восстановить ее не представляется возможным.

Размеры отдельных ультраосновных интрузий весьма невелики, подавляющая часть их имеет площадь до 5—7 км² и в исключительных случаях достигает от нескольких десятков до сотни кв. км.

Ультраосновные интрузии Центрального Казахстана значительно серпентинизированы, поэтому изучение внутренней тектоники их представляет известные трудности. К тому же, с этой стороны они еще совершенно

не исследованы, за исключением Златогорского массива в Северном Казахстане. В последнем, по данным Н. А. Елисеева (1953), в порфиридных серпентинитах отмечается первичная полосчатость, подчеркиваемая неравномерным распределением порфировых выделений пироксена. Подобного типа, но неотчетливая, полосчатость известна и в других массивах, например в Караулчокинском (Баянаульский район). В Чу-Балхашском поясе известны полосчатые пироксенито-перидотитовые породы (Андасайский и др. массивы).

Однако, судя по имеющимся в настоящее время материалам, большая часть ультрабазитов обладает более или менее однородной текстурой, либо же текстурные изменения совершаются на значительных расстояниях и визуально, без специальных исследований, не улавливаются. В этом отношении большую помощь может оказать пока еще не применявшийся микроструктурный анализ.

Как видно, в Центральном Казахстане не известны первично-расчленившиеся ультраосновные интрузии, между тем как сопровождающие их габбровые дифференциаты нередко обладают прекрасной первичной полосчатостью. Это обстоятельство является серьезным доводом в пользу того, что перидотитовая магма рассматриваемой формации внедрилась довольно однородной и не испытала заметной дифференциации в камерах интрузий. Кстати, очевидно этим-то и объясняется отсутствие связанных с ультрабазитами значительных хромитовых концентраций.

Трещинная структура ультраосновных тел, как показывают более детальные исследования (массив Аджи; Г. Ф. Ляпичев, 1955), подобна таковой для дайковых интрузий. В них наблюдается четыре ряда трещин отдельности. Продольные и поперечные трещины расположены соответственно параллельно и перпендикулярно удлинению массива и общему направлению его контактов. По морфологическим особенностям они, очевидно вследствие позднейших наложенных подвижек, почти не отличаются от диагональных трещин, но обычно менее выдержанные и более короткие. Наклон продольных трещин, по немногочисленным наблюдениям, близок к наклону боковых стенок интрузива. Диагональные трещины, расположенные примерно под углом 45° к удлинению массива, являются типичными трещинами скалывания с часто наблюдающимися эмалевидными притертыми поверхностями. Обычно, что вообще характерно для диагональных трещин, лучше развита какая-либо одна система их. Вдоль всех отмеченных трещин развиваются разнообразные жильные породы ультраосновного комплекса.

3. Строение и петрографический состав интрузий

Ультраосновные массивы представляют простые однофазные интрузии. Дифференциация в камерах массивов незначительна и нехарактерна. Сопровождающие их дайковые породы довольно разнообразны, но обычно не пользуются широким развитием. Среди них отмечаются вебстериты, диаллагиты, бронзититы, габбро, диориты и плагиограниты. Кроме того, распространены метаморфизованные жильные образования, состоящие из пироксена, граната, амфибола, хлорита, везувина, эпидота, пренита и талька в различных количественных соотношениях. Эти породы, объединяемые Н. Д. Соболевым (1952) под названием «хлограпитов», представляют собой продукт гидротермального метаморфизма жильных габброидов и пироксенитов.

Дайки обычно вертикальные или крутопадающие, мощность их, как правило, не превышает 2—3 м и лишь штоки пироксенитов (чаще бронзититов) и габбро достигают 500 м в диаметре. Ультраосновные дайки весь-

ма ред
плагио
ко, как
ми, хо
столь
чается
пирокс

В
ной фа
они зн
уже об
ультра
итов
титов
отвеча
Балха
мшири
оливи
части.
После
перидо

У
ким со
принат
FeSiO
Fe₂SiO
П
тельно
ты ча
разнос
фироб
реходи
законо
личны
устано
них, и
зотило
подтве
женны
степен
или со

М
казах
серпен
минера
значит
ты Ка
нисты
жит м
ритово

Се
еозник
новых
предпо
однор

ма редко, но все же выходят в экзоконтакт, тогда как габбро, диориты и плагиограниты в экзоконтактовых ареалах распространены так же широко, как и в самих массивах. Зачастую они располагаются целыми сериями, хотя более или менее равномерное распределение одиночных даек столь же обычно. Последовательность внедрения дайковых пород отмечается в единичных случаях. В массиве Аджи она такова: бронзитовые пироксениты, габбро, диориты, плагиограниты, вебстериты, бронзититы.

В подавляющем числе случаев первичные породы главной интрузивной фазы и дайковой серии определяются приблизительно, ввиду того, что они значительно серпентинизированы, а реликты пироксенов, не говоря уже об оливине, встречаются не так уж часто. Главной разновидностью ультраосновных пород являются перидотиты с подчиненным развитием душитов и пироксенитов. Количественный минералогический состав перидотитов колеблется в довольно широких пределах, но наиболее часто они отвечают составу перидолита. Менее развиты гарцбургиты, однако в Чубалашском поясе, по данным Н. П. Михайлова (1955), они являются доминирующими. Нередко встречаются разновидности, содержащие наряду с оливином какой-либо один пироксен в качестве преобладающей составной части. Эта серия включает также и более редкие оливиновые пироксениты. Последние, так же как и душиты, связаны постепенными переходами с перидотитами.

Ультраосновные породы Центрального Казахстана отличаются высоким содержанием магнетизованных силикатов. Ромбический пироксен в них принадлежит почти чистому бронзиту или гиперстену с содержанием FeSiO_3 до 22 мол. %, а оливин представлен форстеритом с содержанием Fe_2SiO_4 в пределах 6—10 мол. % (И. Ф. Труслова, 1948).

Первичные породы в ультраосновных интрузиях встречаются относительно редко, обычно они почти нацело серпентинизированы. Серпентиниты чаще всего представлены порфировидными баститово-серпофитовыми разновидностями с петельчатой или полигонально-решетчатой структурой и порфиробластами баститов. Менее развиты хризотилитовые, антигоритовые и переходного типа — хризотило-антигоритовые серпентиниты. Какой-либо закономерности в образовании отмеченных типов серпентинитов по различным родоначальным породам в Центральном Казахстане пока не установлено. Антигоритовые серпентиниты, во всяком случае, часть из них, несомненно являются продуктами гидротермальной переработки хризотилитовых и серпофитовых разновидностей в экзоконтактовых зонах даек. Это подтверждается тем, что около дайковых пород наблюдаются зоны, сложенные антигоритовыми серпентинитами, которые в стороны от даек постепенно сменяются антигорит-хризотилитовыми, а затем хризотилитовыми или серпофитовыми серпентинитами.

Минералогический состав и структурные особенности центрально-казахстанских серпентинитов не отличаются существенно от таковых для серпентинитов других районов. Помимо главнейших породообразующих минералов — серпофита, хризотила, баститов и антигорита, они в качестве значительной примеси почти всегда содержат брусит, магнетит и карбонаты. Как указывает И. И. Бок (1945), карбонат развит в виде тонкозернистых агрегатов и крупных зерен. Первый по большей части принадлежит магнетиту или реже — доломиту, а крупнокристалльный чаще брейеритового типа.

Серпентинизация иногда сопровождается оталькованием и нередко возникают сплошные тальково-карбонатные породы без следов серпентинитовых минералов. При этом тальк часто ассоциируется с хлоритом. И. И. Бок предполагает, что процессы оталькования и хлоритизации развиваются одновременно, но по разным исходным породам: оталькование — по оли-

виновым, а хлоритизация — по пироксеновым. Тальково-карбонатные и хлоритовые породы связаны постепенными переходами с лиственитами¹. Последние в Центральном Казахстане хотя и менее развиты, чем в других областях, но все же в небольших массах встречаются часто, как, например, в Экибастуз-Майкаинском поясе.

В поверхностных условиях ультрабазиты претерпевают интенсивное гипергенное изменение, приводящее к образованию на них зональной коры выветривания. Она состоит из следующих (сверху вниз) зон: 1) охры, бурые железняки, 2) обожженные нонтрониты, 3) нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты, 4) зона сильной магнезитизированности, 5) выветрелые серпентиниты. Кремнезем либо мигрирует вниз и задерживается в нонтронитах (тогда образуются окремненные нонтрониты, а на поверхности остаются железогидроокисные массы, представляющие легированные железные руды), либо остается на месте и в этом случае в верхней зоне возникают бирбириты — кварцитовидные плотные или пористые охры.

4. Контактный метаморфизм и возраст

Явления контактового метаморфизма вмещающих ультрабазиты пород наблюдаются крайне редко. В массиве Аджи порфириты экзоконтактной зоны мощностью 50 — 250 м превращены в сравнительно крупнозернистые актинолитовые породы с тремолитом и тальком. В большинстве же случаев отмечается окремнение известняков в контактах с ультрабазитами. Однако следует иметь в виду, что подобное окремнение, как это доказывается для северо-востока Казахстана, скорее всего связано не с активным воздействием интрузии, а со значительно более поздним процессом формирования коры выветривания на ультрабазитах в гипергенных условиях.

Вопрос о возрасте ультрабазитов Центрального Казахстана все еще является дискуссионным. Не вдаваясь в историю его, отметим лишь, что все или почти все исследователи считают, что ультраосновные интрузии, за исключением Чарского пояса, принадлежат одной интрузивной формации. Если это так, а геологическое положение, структурные, петрографические и металлогенические особенности рассматриваемых интрузий указывают именно на это, то тогда возраст ультраосновной формации Центрального Казахстана следует считать верхнепротерозойским. Основанием к этому являются следующие доводы. С одной стороны, ультрабазиты повсеместно (исключая Чарский пояс) размещены в отложениях, несогласно перекрываемых фаунистически охарактеризованным нижним кембрием и относимых к верхнему протерозою. Нигде в нормальных контактах с ними неизвестны образования, которые могли бы быть сопоставлены с нижнепалеозойскими (наблюдаются лишь тектонические контакты). Отмечаемые активные контакты перидотитов с песчаниками и известняками ордовика в Чу-Балхашском поясе, выражающиеся в окремнении, в действительности, как можно судить по массиву Кипчакбай, являются ложными контактами, а окремнение, как указывалось выше, связано, очевидно, с гипергенным изменением ультрабазитов. С другой стороны, змеевики встречаются в гальке карадокских отложений, а на северо-востоке Центрального Казахстана (Экибастуз-Майкаинский пояс) — в отложениях фаунистически охарактеризованного среднего кембрия и в конгломератах нижнего

¹ Геолого-петрографическая характеристика и генезис лиственитов подробно освещены в только что вышедшей статье И. И. Бока «Листвениты, их особенности, разновидности и условия образования», «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1956, вып. 22.

кембри
ультра
рийски
До
являет
самом
тельно
пикши
докемб
складч
геосин
Вопрос

Ос
по св
вместе
тавляю
ческий
геолог
их в С
район
массе
хаше
турах
менее
ультра
урочен
ным п
дин ра
что хо
мере
го рай

По
интруз
ультра
ненны
менее
очерта
ние с
образн
вытяну
обычно
ных
тупым

Бо
ных
облада
женно
той ст
отчетл
тоника
трещин
ляется

кембрия (Бошекуль, по Н. Г. Марковой). Наконец, дайковые интрузии ультраосновного массива Аджи непосредственно перекрыты нижнекембрийскими эффузивами.

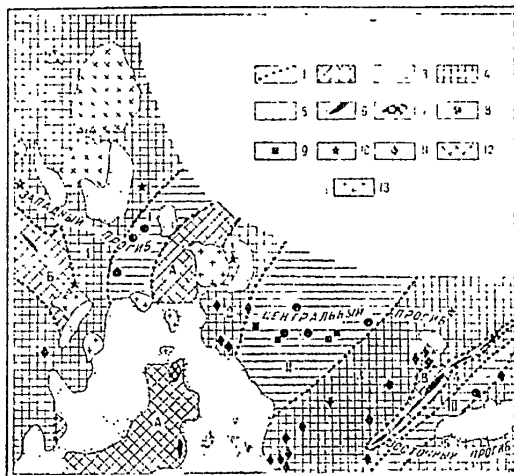
Доказательством в пользу докембрийского возраста ультрабазитов является также, как отмечалось выше, и их геологическое положение. В самом деле, разве можно считать лишь случайным совпадением исключительную приуроченность ультрабазитов к древним антиклинориям, возникшим, по всем данным, на месте геосинклинальных прогибов верхнего докембрия? Таким образом, в Центральном Казахстане, подобно другим складчатым областям, ультраосновная формация связана с заложением геосинклинальных прогибов, которое приходится на верхний протерозой. Вопрос же о возрасте Чарского пояса остается открытым.

ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Основные интрузии в Центральном Казахстане пространственно тесно связаны с областями развития спилито-кератофировой формации, вместе с которой они составляют единый магматический комплекс. Таково геологическое положение их в Селеты-Бошекульском районе, в Чингизе, Тектурмассе и Северном Прибалхашье. В складчатых структурах они располагаются не менее закономерно, чем ультрабазиты, будучи приурочены к геоантиклинальным поднятиям ранней стадии развития геосинклинали, что хорошо видно на примере Селеты-Бошекульского района (фиг. 1).

По размерам габбровые интрузии не отличаются от ультраосновных, имея удлиненные либо более или менее правильные овальные очертания в плане. Последние соответствуют штокообразным телам, тогда как вытянутые в плане массивы обычно имеют форму мощных дайкообразных тел с тупыми окончаниями.

Большинство изученных габбровых интрузий обладает прекрасно выраженной первичной полосчатой структурой, в которой отчетливо запечатлена тектоника жидкой фазы. Среди трещин отдельности выделяется четыре ряда, зако-



Фиг. 1 Размещение интрузивных комплексов в структурно-тектонических зонах северо-востока Центрального Казахстана (на основе структурной схемы Р. А. Борукаева) 1—границы структурно-тектонических зон, 2—верхнепротерозойские антиклинории, 3—салаирские геосинклинальные прогибы; 4—каледонские краевые прогибы; 5—наложенные и межгорные герцинские прогибы, интрузивные комплексы, 6—верхнепротерозойский ультраосновной, 7—верхнепротерозойский габбровый, 8—дониверсионные (раннесалаирский габбровый и среднесалаирский гранодиоритовый); 9—позднесалаирский, 10—карадокский (степнякский), 11—готландский и девонский, 12—позднекаледонский гранитоидный, 13—герцинский гранитоидный. Буквами и цифрами на схеме обозначено: антиклинории: А—Еременту-Ниязский, В—Ишкеольмесский, В—Экибастуз-Майканинский, центральные салаирские геосинклинали: I—Селетинская, II—Бошекульская, III—Майканинская, каледонские краевые прогибы: 1—Майлинский, 3—Кендыктинский, 5—Александровский; неполно развитые краевые прогибы: 2—Улентинский, 4—Ангренсорский

номерно связанных со слоями течения: поперечные, перпендикулярные слоям течения; пластовые, совпадающие по направлению со слоями течения и обычно плохо выраженные, и сопряженная пара диагональных к структурам течения трещин. Пластовые трещины наиболее часто выполняются дайковыми породами.

Габбровая формация, в отличие от ультраосновной, является сложной, многофазной. Ранняя, главная, интрузивная фаза ее представлена габбро. Габбровая магма внедрялась в верхние структурные этажи в значительной мере дифференцированной. Ультраосновные дифференциаты (пироксениты и перидотиты в виде шлировых обособлений) присутствуют не всюду и занимают резко подчиненное значение. Существенная роль принадлежит нормальному габбро, но, повидному, столь же широко развито и амфиболовое габбро. Среди последних отмечаются кварцевые и кварцево-микроклиновые разности. Порфировидные и офитовые структуры придают габброидам гипабиссальный облик и едва ли они отвердевали, судя по материалам Бошккульского района, на глубине большей, чем 1,5 — 2 км. Вторжения второй интрузивной фазы принадлежат плагиогранодиоритам, граносиенитам, нормальным и щелочным гранитам и сиепитам. Щелочные разности, как и нормальные граниты, имеют ничтожное развитие, а в некоторых случаях они представляют, видимо, дайковые внедрения. Гранодиориты и граносиениты же нередко не только не уступают по площади габбро, но, как, например, в Бошккульском районе, и превосходят их. Дайковая серия (штоки, дайки, жилы) включает микрогаббро и габбро-порфиры, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты и альбититы, щелочные граниты и сиепиты. Обычная последовательность внедрения — от основных к кислым. Дайки, особенно основные, выходят за пределы материнских интрузий.

Геолого-петрографическое и петрохимическое изучение показывает, что рассмотренный комплекс пород представляет полный ряд дифференциатов габброидной магмы. В продуктах дифференциации ее развиты две ветви: 1) перидотит — габбро — кварцевый диорит — плагиогранит и 2) перидотит — габбро — микроклиновое габбро — сиепит — щелочной сиепит. Повидному, первая ветвь осложнена образованием калишпат-содержащего ряда от гранодиоритов, с незначительным содержанием калишпата, до гранитов. Эти две серии пород тесно связаны между собой через переходные разности, такие, как граносиениты, кварцевые сиепиты, граниты. Причины развития двух дифференционных ветвей еще неясны. Отметим лишь то, что постоянство рассмотренных серий в разновозрастных, габброидных формациях различных складчатых областей (Урал, Кавказ, Казахстан и др.) вряд ли говорит в пользу процессов глубинной контаминации как основной причины этого. Проявление гибризма в верхних структурных этажах, в камерах плутонов, повидному, имеет место, но роль и масштабы его в образовании различных пород габбровой формации пока не изучены. Проявления контактового метаморфизма в связи с габбровыми интрузиями незначительны (эпидотизация) и плохо картируются, поскольку интрузии зачастую располагаются в зелено-каменно-измененных толщах. Экзоконтактовые изменения кислых членов габбровой формации подобны таковым для гранитоидных интрузий, но отличаются значительно меньшей интенсивностью. Характерным является развитие в некоторых случаях щелочного метасоматоза с образованием роговиков с щелочным амфиболом и эгирином.

Вопрос о возрасте основных интрузий не может быть решен единообразно для всей территории Центрального Казахстана, и в каждом конкретном случае должна учитываться геологическая история исследуемо-

го рай
интрузи
ученной
ро-вост

Положен
сала

Этапы развития
геосинклинальной
системы

Ке-з-онский

Саламский

Проте-
розой-
ский

ый интр
скольк
развитие

3 — 300

го района. Для примера ниже приводится возраст и положение основных интрузий среди магматических образований в сравнительно хорошо изученной (Р. А. Борукаев, 1955) салапро-каледонской геосинклинали северо-востока Центрального Казахстана (табл. 1). Здесь выделяются габбро-

Таблица 1

Положение основных и ультраосновных интрузий среди магматических образований салапро-каледонской геосинклинали северо-востока Центрального Казахстана

Этапы развития геосинклинальной системы	Тектономагматические комплексы	Магматические комплексы	
		эффузивные	интрузивные
Каледонский	Стадии полного замыкания геосинклинали		Позднекаледонский гранитоидный (гранодиориты, граниты)
	Краевых прогибов (и возникающих на их месте геосинклиналей)	Девонский (кайдаульский) дацит-липаритовый	Девонский (гранит-порфиры и альбитовые гранит-порфиры, сиеенит-порфиры)
		Готландский (шансорский) базальтово-андезитовый	Малые интрузии Готландский (диабазы, габбро, диориты, сиеенито-диориты, плагиограниты)
		Ашгильский (жарсорский) базальтово-андезитовый	
Саламский		Карадокский (майсорский) липаритобазальтовый	Карадокский (степнякский, габбро, диориты, сиеенито-диориты, альбитовые гранит-порфиры)
	Центральных геосинклиналей	Верхнекембрийский (торткудукский) базальтово-андезитовый	Позднесаламский (диорит-порфиры, сиеенит-порфиры)
			Среднесаламский гранодиоритовый
Протерозойский	Первичных прогибов	Нижнекембрийский (бошекульский) спилито-кератофировый	Раннесаламский габбровый (пироксениты, габбро, плагиограниты, граносиеениты)
			? Габбровый Ультраосновной

ый интрузивный комплекс ранней стадии развития геосинклинали и несколько комплексов основных малых интрузий, закономерно связанных с развитием базальтоидного магматизма геосинклинали и четко приурочен-

ных к определенным структурно-тектоническим зонам района (см. также фиг. 1). Основные малые интрузии средней стадии развития геосинклина-ли отличаются широким проявлением процессов гибридизма или гранити-зации более ранних основного состава внедрений восходящими щелоч-ными растворами.

II. ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Изучение вещественного состава ультраосновных и первично-рас-слоенных основных интрузий осуществляется, подобно исследованию оса-дочных слоистых толщ, путем наблюдений по профилям вкост удлинении массивов и простирания полосчатости. При крупномасштабных работах практикуется прослеживание слоев разного петрографического состава по простиранию. Подобные профили могут быть разрежены против рекомен-дуемой густоты маршрутов для данного масштаба съемки, но вместе с этим наблюдения по ним должны быть более детальными. Особенно тща-тельные наблюдения с составлением детальных геолого-петрографических разрезов и отбором серии образцов производятся на границах разнород-ных участков. Здесь должны быть выяснены взаимоотношения пород, ха-рактер переходов — резкий или постепенный — и т. д. Тщательные наблю-дения и детально отобранные образцы всего по 2 — 3 профилям в разных частях массива составляют надежный и более ценный материал для мик-роскопического исследования состава, нежели множество образцов, отби-раемых по равномерной сетке.

В исследовании однородных или почти однородных габбровых интруз-ий, кислых членов габбровых формаций, а также дайковых пород нет никаких принципиальных отличий от методов, применяемых для гранито-идов и их жильных серий.

Для ультраосновных и основных интрузий Центрального Казахстана характерно наличие сравнительно небольшого числа главных типовых раз-новидностей пород, что облегчает геологу-съемщику правильно опозна-вать их в полевых условиях.

Ультраосновные породы характеризуются отсутствием полевых шпа-тов и фельдшпатидов. В большинстве случаев они сильно серпентинизиро-ваны и первичные породы определяются с большим трудом. Практически в поле возможно выделять такие разновидности (отличительные признаки которых можно найти во всех руководствах): дуниты, перидотиты и пи-роксениты, бронзититы, горнблендиты. Габбро и кислые дифференциаты габбровой магмы легко различимы. Последние, в отличие от калишпатсо-держающих разновидностей, имеют светлые окраски, в случае значительного ка-таклаза — с зеленоватым оттенком.

Группы ультрабазитов	Количе-ство оли-вина, в %
Оливиниты и дуниты	85—100
Пироксеновые оливиниты	70—85
Перидотиты	30—70
Оливиновые пироксениты	10—30
Пироксениты	0—10

перидотит» и т. д., крайне необходимо условиться о каких-либо количест-венных соотношениях первичных и серпентининовых минералов в соответ-ствующих породах. В этом отношении можно принять условные цифро-вые пределы, предложенные Н. Д. Соболевым (1952):

перидотит, дунит и т. д. — первичные минералы составляют бо-лее 70%;

серп
лы соста
серп
Разл
трудом, з
гих, — те
щены жи
пентинит
ритовые
ст на ми

Хим
дения о
тов выде
магм. По
леза. Та
ных коли
товых ма
позволяе
разграни
для Цент
некоторы
в Тектур
ним и те

Срав
методу А
полнители
ваются в
рая допо
использо
ально вы
ми, пред
полнители
оливином
ее строит
ние этого
базитов.
серпенти
граммы.
возможн
нитов и,
держания

Изме
ультраос
значитель
условиях,
исключит
ультрабаз
физ их в

При микроскопическом исследова-нии следует пользоваться количествен-но-минералогической классификацией ультраосновных пород, предложенной Б. М. Куплетским (1936).

Во избежание путаницы и произ-вольности в толковании терминов «серпентинит», «серпентинизированный

серпентинизированный перидотит, дунит и т. д. — первичные минералы составляют 30 — 70%;

серпентинит — первичные минералы составляют менее 30%.

Различные типы серпентинитов макроскопически распознаются с трудом, за исключением антигоритовых. Последние, в отличие от других, — темные, почти черные породы, чаще и более чем остальные насыщены жилками хризотил-асбеста. Обычно все четыре разновидности серпентинитов — баститово-серпофитовые, хризотилловые, хризотило-антигоритовые и антигоритовые — присутствуют в одном массиве, что указывает на многофазность процесса серпентинизации.

Химический состав

Химический состав ультрабазитов может быть использован для суждения о природе родоначальной магмы. Как известно, среди ультрабазитов выделяются по их генезису производные перидотитовой и габбровой магм. По Хессу, они отличаются различным соотношением магния и железа. Так, для производных ультрабазитовых магм отношение молекулярных количеств $MgO : FeO'$ (общее) = 9 — 10 : 1, а для производных базитовых магм это соотношение равно 5 — 6 : 1. Этот химический критерий позволяет независимо от геологических данных в сомнительных случаях разграничивать ультраосновную и габбро-перидотитовую формацию, что для Центрального Казахстана имеет немаловажное значение, поскольку в некоторых районах, как, например, в Северном Прибалхашье и, очевидно, в Тектурмассе, эти формации пространственно сближены и подчинены одним и тем же геологическим структурам.

Сравнение химических анализов ультрабазитов с пересчетом их по методу А. Н. Заварицкого затруднительно, поскольку векторы первой дополнительной характеристики для них практически вертикальны и сливаются в одну линию, а ввиду весьма малого содержания щелочей и вторая дополнительная характеристика в действительности не может быть использована. Для сопоставления анализов удобно пользоваться специально выбранными для ультрабазитов дополнительными характеристиками, предложенными Н. Д. Соболевым (1952, стр. 180 — 185). Первая дополнительная характеристика ($z : y : x$) отображает соотношение между оливином (z), ромбическим (y) и моноклинным (x) пироксенами, вектор ее строится в правом верхнем квадранте диаграммы. Длина и направление этого вектора отображают химизм и минералогический состав ультрабазитов. Вторая дополнительная характеристика (h) отображает степень серпентинизации ультрабазитов, вектор ее строится в левой части диаграммы. Весьма ценным при этом способе пересчета являются, во-первых, возможность определенно судить о типе родоначальных пород серпентинитов и, во-вторых, наглядное и более правильное, чем суждение по содержанию H_2O^+ , отображение степени серпентинизации ультрабазитов.

III. ИЗУЧЕНИЕ КОНТАКТОВЫХ ЗОН

Изменения в экзо- и эндоконтактных зонах основных и особенно ультраосновных интрузий либо отсутствуют вовсе, либо же настолько незначительны и малозаметны, что не улавливаются не только в полевых условиях, но и при микроскопическом исследовании. Если учесть при этом исключительную редкость нахождения ксенолитов вмещающих пород в ультрабазитах, а с другой стороны — практически полное отсутствие апофиз их в экзоконтакты, то станет совершенно ясной необходимость особо

тщательного картирования контактов для выяснения возрастного положения интрузий.

Активные контакты ультраосновных интрузий в Центральном Казахстане редки. Экзоконтактовые изменения, хотя и незначительны, все же наблюдаются, но распознаются они лишь в неглубоко регионально и автометаморфически измененных боковых породах. Кварциты, в которых часто залегают ультрабазиты, не обнаруживают никаких контактово-метаморфических изменений. В контактах с ультрабазитами пока достоверно отмечены амфиболитизация (актинолит, тремолит) и оталькование основных эффузивов.

Дайки во вмещающих породах, из которых особенно часты в них габброиды и плагиограниты, являются доказательством активного контакта интрузии, к которой они принадлежат. В этой связи несбыточно отметить, что там, где ультрабазиты в Центральном Казахстане залегают среди допалеозойских пород, последние пересекаются дайками (и иногда весьма обильными) ультраосновного комплекса (Бошекуль, Экибастуз-Майкаинский пояс, Северное Прибалхашье), но в районах, где ультраосновные интрузии наблюдаются в палеозойских толщах, например в Чу-Балхашском поясе, ни один исследователь достоверно не отметил секущих боковых пород даск ультраосновного комплекса. Как видно, этот признак при сравнении больших регионов приобретает уже силу доказательств пассивного или тектонического, а не активного, контакта ультрабазитов с палеозойскими образованиями, что говорит отнюдь не в пользу палеозойского возраста самих ультрабазитов.

Пассивные или стратиграфические контакты, указывающие на более древний возраст интрузии, для ультраосновных пород не редкость. Но особенно широко распространены в Центральном Казахстане тектонические и так называемые ложные контакты.

В настоящее время можно считать доказанной приуроченность ультраосновных интрузий к региональным разломам, так что естественно ожидать отображения подвижек по ним и на ультрабазитах, которые очень часто имеют тектонические контакты. Частое образование нарушенных контактов объясняется тем, что вследствие вязкости и устойчивости серпентинитов в них обычно не развиваются зоны смятия и брекчирования и тектонические нарушения, огибая массивы, проходят по их контактам. Совершенно очевидно, что тектоническая природа таких контактов маскируется, и создается ложное представление об активном, интрузивном контакте. Следует при этом иметь в виду, что по тектоническим контактам иногда наблюдаются зоны повышенной трещиноватости и расщепленности вплоть до образования серпентиновых сланцев. По ним, чаще и глубже, образуется трещинная кора выветривания. Кроме того, если во вмещающих породах хорошо картируются нарушения, подходящие к массиву ультрабазитов, можно предполагать, что один из его контактов тектонический.

Региональные разломы в змеевиковых поясах отличаются многократным оживлением; по ним, как это устанавливается для Чу-Балхашского антиклинория, наблюдаются подвижки даже в кайнозойское время. Естественно, что серпентиниты в таких зонах, как пластичные массы, при складчатых и разрывных дислокациях выжимаются по разломам в вышележащие толщи и приводятся в контакт с более молодыми перекрывающими породами. Таким образом создаются ложные интрузивные контакты, которые известны почти повсеместно. Так, в Экибастуз-Майкаинском, Чу-Балхашском, Северо-Балхашском и др. поясах ультрабазиты в отдельных случаях приведены в контакты с ордовикскими, силурийскими и даже девоно-карбонowymi осадками, в кластическом мате-

риале к
ты, осо
раствор
ние акт
результ
ским и
генного
Толпак
ты (и п
тов. На
не всег
ровании
ности к

Из
зонах м
гранито
с отбор
пример
лерцол
трабази
исследо
ностью.
тов ульт

В с
уменьш
массива
миллиа
димому
его с об
тельно.
ровании
изучала
массиво
имеют х
реходам
ки экзон
жилкам
типична
роскопо

Пов
ного мет
редкости
ления э
дование

Осн
ных инт
в ряде р
полевых
Интерпр
трепного
трудност
чегливая

риале которых присутствуют обломки серпентинитов. Если такие контакты, особенно с известняками, оказываются доступными гидротермальным растворам более поздних интрузий, то может создаться ложное впечатление активных контактов. Более того, при выветривании серпентинитов в результате циркуляции грунтовых вод коры выветривания по тектоническим и пассивным контактам в боковых породах возникают зоны гипергенного окремнения, особенно частые в известняках (массивы Кипчакбай, Толпак, Джаман-Букомбай), которые также ошибочно могут быть приняты (и принимаются) за проявления активного воздействия ультрабазитов. Надо сказать, что такое окремнение боковых пород и приводится чаще всего в доказательство интрузивных контактов. Как видно, при картировании всякий раз необходима особая осторожность при оценке первичности контактов ультрабазитов.

Изменения основных и ультраосновных интрузий в эндоконтактных зонах менее разнообразны и не столь широко развиты по сравнению с гранитоидами, однако и здесь они должны быть тщательно обследованы с отбором серий образцов. Для ультрабазитов Кавказа отмечается, например, смена гарцбургитов при приближении к вмещающим породам перцолитами. Это предположительно объясняется взаимодействием ультрабазитовой магмы с боковыми породами, хотя, по мнению большинства исследователей, она не обладает какой-либо ассимиляционной способностью. Во всяком случае, пока не отмечено фактов переработки ксенолитов ультрабазитами.

В однородных габбровых интрузиях отмечается незначительное уменьшение зернистости в эндоконтактах. В первично-расслоенных же массивах какие-либо эндоконтактные изменения не наблюдались. Ассимиляция постороннего материала габбровой магмой выражается, повидимому, почти исключительно в простом переплавлении или растворении его с образованием более кислых пород до кварцевых диоритов включительно. Роль процессов ассимиляции и глубинного метасоматоза в формировании габброидных интрузий Казахстана еще неясна и до сих пор не изучалась. Между тем экзоконтактные породы некоторых габбровых массивов, как, например, Кульбайского в Бошекульском районе, нередко имеют характер мигматитовых образований, связанных постепенными переходами с амфиболитами. В приведенном примере амфиболовые роговики экзоконтакта, инфильтрованные тончайшими плагиогранитовыми прожилками, не отличимы от полосчатого габбро из эндоконтакта, и только типичная грапобластическая структура меланократовых участков под микроскопом указывает на их метасоматический характер.

Повидимому, явления метасоматической переработки и инъекционного метаморфизма в связи с основными интрузиями не представляют редкость, но на них мало или вовсе не обращалось внимания. Для выявления этих метаморфических изменений необходимо тщательное исследование экзоконтактных зон.

IV. ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ

Основные принципы структурного изучения ультраосновных и основных интрузий подобны таковым для гранитоидов и подробно рассмотрены в ряде руководств. Поэтому ниже мы совсем не касаемся самой методики полевых наблюдений и камеральной обработки структурных элементов. Интерпретация же структурных данных с целью выяснения формы и внутреннего строения массивов ультрабазитов и габброндов не представляет трудностей, поскольку в полевых условиях легко выясняется простая и отчетливая связь структурных элементов с контактами интрузий.

Структуры течения. В габбровых интрузиях часто развита первичная полосчатость, выраженная чередованием слоев с различными количественными вариациями главных минералов. Наблюдается полосчатость трех видов: 1) чередование слоев, различно насыщенных струйками темноцветных минералов. Уплотнение их приводит к возникновению почти мономинеральных меланократовых слоев, но сопряженные с ними чисто лейкократовые слои представляют редкость; 2) чередование слоев струйчатого и лейкократового габбро; 3) инъекционная полосчатость — лейкократовый материал инъецирует габбро по серии параллельных (продольных) трещинок, согласных с полосчатостью. В последнем случае контакты лейкократовых полос резкие, тогда как в первых двух между слоями наблюдаются постепенные переходы.

Помимо плоскостных структур течения, в габброидах столь же часто наблюдаются и линейные, характеризующиеся параллельным расположением большого количества тонких линзообразных или веретенообразных скоплений темноцветного минерала, погруженных в более лейкократовую массу (струйчатая текстура). Реже параллельно-линейная текстура обусловлена ориентировкой плагиоклаза.

В ультрабазитах, как показали детальные исследования Н. А. Елисеева (1953) в Северном Казахстане, наблюдаются как плоскостные, так и линейные текстуры течения, но здесь они значительно труднее картируются.

Линии течения, фиксирующие направление максимального растяжения в жидкую фазу, лежат всегда в плоскости слоев течения и располагаются либо перпендикулярно, либо параллельно направлению течения. Слои течения располагаются в общем параллельно контактовой поверхности интрузии, но близ самого контакта полосчатость может располагаться и косо к нему, что объясняется задерживающей ролью трения о стенки камеры при движении магмы.

Таким образом, наблюдения текстур течения, даже редкие, совершаемые без особых затрат сил и времени, позволяют совершенно однозначно судить о форме интрузивов. Однако в некоторых интрузиях текстуры течения визуально не наблюдаются, но и в этих случаях они нередко обнаруживаются при микроструктурном анализе¹. Для этого отбираются ориентированные в пространстве образцы для изготовления шлифов. Основным методом изучения структурных особенностей первично-расслоенных интрузий является составление детальных разрезов вкрест простирания полосчатости, и только в рудоносных расслоенных интрузиях, где рудные тела сами являются элементами плоскостных текстур течения, необходимо прослеживание отдельных слоев по простиранию. Линейные текстуры наблюдаются в двух по возможности взаимно перпендикулярных вертикальных стенках обнажений.

Первичные трещины отдельности. Трещинная структура удлиненных, т. е. дайкообразных, ультраосновных и основных массивов образована тремя системами трещин: 1) поперечными к структурам течения, 2) совпадающими с последними пластовыми трещинами и 3) парой диагональных трещин, косо расположенных к слоям течения. Трещинная решетка жестко связана со структурами течения. Для габбро Божекульского района угол между диагональными трещинами изменяется в пределах 90—123°, а пластовые и поперечные трещины отклоняются от биссектрисы угла между диагональными трещинами до 14°. Пластовые трещины параллельны или косо расположены

¹ Микроструктурный анализ подробно описан в книге Н. А. Елисеева «Структурная петрология».

по отно
суждени

Шт
картиру
их, пов
Структу
ботанич
микрост

В з
На пер
ва и др
лишь ч
бенно д
средств
Небезы
осущест
научны
возмож
лексы
руднопо
вопросы
пешно
множес
съемщи
при гео

Бо
вестия К
Бо
ного Каз
Ел
Ка
демии н
Л о
1936.
Л я
района.
М н
наук СС
С о
Т р
Централ
СССР],

Бу
интруз
баянда
rizgi pa

по отношению к контактовой поверхности; ими можно пользоваться для суждения о форме интрузий в случае отсутствия структур течения.

Штокообразные основные интрузии лишь изредка обладают хорошо картируемыми текстурами течения, в большинстве же случаев структура их, повидимому, квазианизотропная, а трещинная решетка сложная. Структурное изучение их, вероятно, должно проводиться методами, разработанными В. К. Моничем для гранитоидов, но с широким внедрением микроструктурного анализа.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее обстоятельство. На первый взгляд может показаться, что многие детали строения, состава и других особенностей ультраосновных и основных интрузий имеют лишь чисто научный интерес и могут не изучаться при картировании, особенно двухсоттысячного масштаба, поскольку они не представляют непосредственного, прикладного значения. Но это только на первый взгляд. Небезызвестно, что рациональное направление поисковых работ может осуществляться лишь на основе научных прогнозов. Действительный же научный прогноз эндогенных месторождений полезных ископаемых невозможен без достоверного расчленения интрузий на естественные комплексы и без детальнейших сравнительно-петрологических характеристик рудоносных и «пустых» интрузивных комплексов. В свою очередь, все эти вопросы геологии и петрографии интрузивных комплексов могут быть успешно разрешены только на основе полноценной геологической карты и множества достоверных фактов, собранных всем коллективом геологов-съемщиков. Следовательно, улучшение петрографических исследований при геологической съемке — задача сегодняшнего дня.

ЛИТЕРАТУРА

- Бок И. И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана. «Известия Казахского филиала АН СССР», серия геологическая, 1945, вып. 6—7.
 Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
 Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
 Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1951, вып. 14.
 Лодочников В. Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и другие. Л.—М., 1936.
 Ляпичев Г. Ф. Интрузивные комплексы допалеозоя и кембрия Бошккульского района. Изд. АН КазССР, 1955.
 Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1955, № 1.
 Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952.
 Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Труды Института геологических наук [Академии наук СССР], серия геологическая, № 27, 1948, вып. 92.

РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада Орталық Қазақстанның негізді және ультранегізді интрузивтерін геологиялық картасын жасаудағы кейбір ерекшеліктер баяндалады. Сонымен қатар онда қысқаша түрде бұл интрузивтердің негізгі пайда болу жолдары, олардың далада зерттеу тәсілдері көрсетіледі.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

1956

Вып. 21.

И. И. БОК, К. А. МУХЛЯ

**АМФИБОЛИТЫ И СЕРПЕНТИНИТЫ ШАЛГИЙНСКОГО
РАЙОНА И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ**

В процессе геолого-съемочных работ в северо-восточной части пустыни Бетпак-Далы нами был изучен массив основных и ультраосновных пород, состоящий из оливиновых габбро, амфиболитов, серпентинитов и лиственитов.

Массив, занимающий площадь около 10 км², сложен преимущественно амфиболитами и серпентинитами. В южной части его на амфиболитах залегают серпентиниты, причем обращает на себя внимание факт постепенного перехода амфиболитов в серпентиниты. Оливиновые габбро и листвениты обнаружены в восточной части массива на отдельных разоб-
щенных участках.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывает, что амфиболитизация габбро-поритовых пород часто совершается без заметного изменения валового химического состава и приводит описанный Тилем случай преобразования габбро в полевошпатовый амфиболит (2, стр. 321). В зоне более высокой метаморфизации наблюдается не амфиболитизация, а серпентинизация.

В литературе имеются указания на превращение роговой обманки в серпентин (1, стр. 782) и роговообманковых сланцев в серпентиниты (4, стр. 670).

Но все эти указания настолько неопределенны и мало вероятны, что производят впечатление только догадок-домыслов, лишенных оснований. Недаром крупнейший знаток серпентинитов В. Н. Лодочников называл случаи подобных переходов габбро, диабазов, амфиболитов, горнблендитов и других аналогичных пород в серпентиниты мнимой серпентинизацией базитов (3, стр. 479—490). Он доказал, что серпентинизация поражает только ультраосновные, существенно оливиновые породы. Из этого, разумеется, нужно исключить развивающиеся в совершенно другой обстановке случаи образования парасерпентина по доломитам и случаи развития серпентина по любым минералам в порядке так называемых псевдоморфоз превращения или вытеснения.

Оливиновые габбро в рассматриваемом районе образуют ряд небольших, изолированных друг от друга участков, соотношения между которыми установить не удается вследствие мощного развития современных рыхлых накоплений. Равным образом неясно по этим же причинам отношение оливиновых габбро к другим базитам и ультрабазитам района. Но

для рас-
наряду
пород.
расцени
ультраб
или, по
сутствии
период

В
ния, пр
серпент
ми и а
[3, 6] та
ма редк
неинем

Ни
Га
цвета,
и светл

Ми
литовая

Ми
гит-дио
ные пл
актинол

Ол
пирокс
релевая
вавшие
кам ок

Пи
ясной с
няется
изменя
При ис
характе
постью

Пи
развит
цветны
с Ng=
жевые

Ил
кристал
ти не о
щены
бита. Л
светлы
ны рез

Из
и титан

К. А. М

Вып. 21

для рассматриваемого случая важен самый факт их присутствия здесь наряду с отсутствием иных неизменных основных и ультраосновных пород. Факт их присутствия (или сохранения в неизменной форме) может расцениваться как происхождение сильно измененных дериватов базитов-ультрабазитов (амфиболитов-серпентинитов) именно за счет таких же, или, по крайней мере, подобных габброидов с большим или меньшим присутствием оливина, вплоть до перехода их в оливниновые пироксениты и перидотиты.

В пределах рассматриваемого района скважины колонкового бурения, пройденные в южной части массива, показали, что антигоритовые серпентиниты на глубине 50—100 м постепенно сменяются амфиболитами и амфиболитовыми сланцами. То обстоятельство, что в литературе [3, 6] такие примеры явного перехода серпентинитов в амфиболиты весьма редки, и побудило нас выступить с описанием этого перехода и с объяснением его причин.

Ниже дается краткая петрографическая характеристика этих пород.¹

Габброоливиновые. Это — породы зеленого и темно-зеленого цвета, содержащие темные толстопризматические кристаллы пироксена и светлосерые кристаллы плагиоклаза.

Микроструктура друзитовая или идиобластическая, местами пойкилитовая.

Минералогический состав: оливин — 10%, пироксены ряда геденбергит-диопсида, реже диаллаг — 60%, сильно сосюритизированные основные плагиоклазы — 30%, титаномагнетит, серпентин — редко, тремолит, актинолит — очень редко.

Оливин встречается в виде реликтов внутри и между кристаллами пироксена. Форма реликтовых зерен обычно округлая. Характерна шагреневая поверхность. Имеются трещинки неправильной формы, образовавшиеся вследствие разрушения оливина. Зерна бесцветны, по трещинкам окрашены гидроокислами железа в светло-желтый цвет.

Пироксен образует широко-призматические бесцветные кристаллы с ясной спайностью. В сечении по третьему пинаконду угол спайности равенется 89° . Угол погасания в сечениях с максимальным двупреломлением изменяется от 36 до 45° , что указывает на ряд геденбергит-диопсида. При исследовании габбро из восточной части массива встречен диаллаг, характеризующийся коричневой окраской и хорошо выраженной отдельностью по базипинаконду.

Пироксены разбиты многочисленными трещинками, вдоль которых развиты амфиболы в виде игольчатых, волокнистых или лучистых бесцветных или светло-зеленых агрегатов (тремолит, актинолит). Погасание — с $Ng=10^\circ$; удлинение положительное; интерференционные цвета — оранжевые второго порядка; двусосные, отрицательные.

Плагиоклазы представлены крупными серыми широкотаблитчатыми кристаллами с высоким преломлением. Полисинтетические двойники почти не отмечены, так как плагиоклазы сильно сосюритизированы, — замещены мелкозернистым агрегатом, состоящим из эпидота, цонзита и альбита. Мелкие кристаллы вторичного альбита резко выделяются в виде светлых пятен на сером фоне; полисинтетические двойники в них выражены резко и четко.

Из аксессуарных минералов широко распространены титаномагнетит и титанит. Кристаллы титаномагнетита по периферии обычно замещены

¹ Петрографическое описание пород сделано М. А. Романовой и дополнено К. А. Мухля.

узкой полоской лейкоксена. Вдоль трещин наблюдаются скопления мелкочешуйчатого серпентина—антигорита.

Водные окислы железа часто встречаются в виде примазок вдоль трещин.

Кварц встречается в пустотах и является более поздним образованием.

Амфиболиты (полевошпатово-роговообманковые сланцы).

По внешнему виду—это темно-зеленые, сильно рассланцованные породы. Структура гетеробластовая, реже гипидноморфно-зернистая.

Минералогический состав: обыкновенная роговая обманка — 60%, плагиоклазы — 30%, сфен — 5%, реликты оливина и пироксена — очень редко; титаномагнетит, апатит, хлорит, цоизит, эпидот, серицит, лимонит, кварц, антигорит.

Роговая обманка представлена призматическими кристаллами, иногда лучистыми агрегатами. Обычны ромбовидные сечения с пересекающейся спайностью под углом 56° . Плеохроизм выражен ярко, Ng—темно-зеленый; Nm—травянозеленый; Np—желто-зеленый.

Схема абсорбции — $Ng > Nm > Np$.

На Федоровском столике произведено два измерения. В первом случае угол погасания с $Ng = 10^\circ$; $2V = -44^\circ$; во втором — угол погасания с $Ng = 18^\circ$; $2V = -54^\circ$. Все эти константы характеризуют обыкновенную роговую обманку.

Плагиоклазы количественно уступают роговой обманке. Они занимают пространство между зернами темно-цветных минералов. Цвет их серый, вследствие серицитизации и цоизитизации. Полисинтетические двойники видны отчетливо. Это—основные андезины, судя по углу симметричного погасания. Присутствуют и более кислые плагиоклазы (альбит-олигоклазы и альбиты), обычно более мелкокристаллические, отличающиеся своим водянопрозрачным обликом.

Из реликтовых минералов отмечены мельчайшие зерна оливина и более часто — бесформенные зерна светло-зеленого цвета с пироксеновой спайностью.

Из акцессорных широко распространены ововидные и конвертообразные зерна сфена, более или менее равномерно рассеянные по всей породе.

Титаномагнетит наблюдается в виде зерен, замещаемых лейкоксеном. *Апатит* встречается в виде короткостолбчатых кристаллов. *Роговая обманка* часто замещена *хлоритом* или *актинолитом*. *Цоизит*, *эпидот* и *серицит* развиваются по полевым шпатам. Вдоль трещин выделяется *лимонит*. Мелкие зерна *кварца* редко встречаются среди плагиоклазов.

Антигоритовые серпентиниты представляют собой плотные породы различных оттенков зеленого цвета. Отдельные образцы и штуфы иногда полупрозрачны в краевых частях. Породы разбиты многочисленными трещинами, вдоль которых выделяются лимонит и опал. Очень редки прожилки коротковолокнистого асбеста. Микроструктура серпентинита — пятнисто-петельчатая, спутанно-волокнистая, микрочешуйчатая. Текстура — массивная, сланцеватая и решетчатая. Цвет буровато-серый, иногда бурый. Среди основной антигоритовой массы равномерно распределена мелкая вкрапленность лимонита.

Минералогический состав: антигорит — 80%, мелковолокнистый тремолит — 10%, хризотил — 5%, титаномагнетит-лейкоксен, водные окислы железа — 5%, опал, халцедон, ярозит, кварц.

Мелкопластинчатый *антигорит* — светло-серого или слегка зеленоватого цвета. Двупреломление низкое. Размеры чешуек антигорита — от сотой до десятой миллиметра. Чешуйки плотно прилегают друг к другу.

Мин
на —

шим
0,5
ные
встр
вдол
квар
полн
тиши

кова
обы
пир
рас
Явл
при
на у
очев
знач
тель

рас
лы
0,01
коче
рии
во-м

явл
отд
что
рид

еще
всл
сла
бир

пор
тав
дон

ли
мас
ты
ком

лаг
пус
дон

рол
сер

Минерал представляет собой скрытокристаллическую разновидность серпентинита — серпофит.

На отдельных участках антигортитовые серпентиниты секутся тончайшими прожилками хризотилового асбеста. Длина волокон — от 0,1 до 0,5 мм. В плотных разновидностях наблюдаются равномерно рассеянные по всей породе кристаллы *титаномагнетита* или *магнетита*. Часто встречаются скопления *лимонита* в виде примазок, распределяющихся вдоль трещин. В пустотах и прожилках присутствуют *опал*, *халцедон* и *кварц*. *Опал* располагается по стенкам пустот, а центральные части заполняет *халцедон*. *Кварц* заполняет мелкие трещинки, секущие серпентиниты.

Часто встречаются антигортитовые серпентиниты, претерпевшие оталькование, пиритизацию, серицитизацию и окварцевание. В отличие от обычного серпентинита, они содержат в том или ином количестве тальк, пирит, ярозит, опал, кварц, серицит и карбонаты. Талька очень мало, он рассеян в виде мелких чешуек и плотных агрегатов среди антигортита. Явление оталькования серпентинитов наиболее интенсивно проявилось в приконтактных зонах ультраосновных пород с гранитными интрузиями и на участках развития даек кислых пород. Оталькование серпентинитов, очевидно, связано с воздействием гидротерм, содержащих кремнезем и значительные количества углекислоты. Последняя проявляется в значительном развитии карбонатов.

Пирит, в виде кубиков с ребром 0,1 — 0,5 мм (иногда до 1,5 мм), рассеян по всей породе, но приурочивается к сланцеватости. Все кристаллы пирита замещены опалом, ярозитом, гетитом. Встречены мелкие (до 0,01 мм) кристаллы циркона. В одном шлифе установлено скопление мелкочешуйчатого биотита. При большом увеличении видно, что по периферии его чешуйки замещаются мусковитом (процесс, близкий к контактово-метасоматическому метаморфизму).

Как уже указывалось выше, основной и преобладающей разновидностью являются антигортитовые серпентиниты, а хризотил встречается только на отдельных участках в виде тонких прожилков. Это свидетельствует о том, что антигортит является наиболее ранним продуктом серпентинизации перидотитов, а хризотил — более поздним.

Листвениты. Кроме вышеописанных пород, в районе известны еще плотные или пористые породы коричневого цвета, образующиеся вследствие обогащения серпентинитов опалом, халцедоном и гидроокислами железа при поверхностном разложении, которые здесь называются бирбиритами.

При микроскопическом изучении этих пород устанавливается микропористая и ячеистая структура и нижеследующий минералогический состав: антигортит, тремолит, тальк (реликты), кварц, карбонат, опал, халцедон (до 80%), лимонит, магнетит и хлорит.

Скелет породы сложен *кварцем* и *лимонитом*, что устанавливается лишь при большом увеличении. Лимонит пропитывает эту кварцевую массу, образуя плотные скопления, жилки и тончайшие прожилки. Пустоты или ячейки внутри этого скелета выполнены *мелкочешуйчатым тальком* и *серицитом* или *антигортитом* и *тремолитом*.

Мелкокристаллический кварц, часто гребенчатой структуры, располагается в пустотах и выполняет мелкие трещинки, секущие породу. В пустотах от периферии к центру располагаются минералы *опал*, *халцедон*, *карбонат*. Размеры пустот достигают величины в шлифах до 3 мм.

Указанный минералогический состав, в котором значительную роль играет разложенный карбонат, и такие характерные минералы, как серицит и тальк, вместе с тесной пространственной связью этих пород с

серпентинитами, позволяет считать их лиственитами, а не бирбиритами, так как они, как и всякие карбонатные породы, реагируют с соляной кислотой интенсивным вскипанием, что совершенно исключается для бирбиритов. Кроме того, об этом говорит и химический анализ этих пород. Только очень сильная разложенность (обохренность) карбоната этих пород, свидетельствующая о первоначальной брейнеритовой природе, и обуславливает их внешнее сходство с бирбиритами.

Образцы отдельных разновидностей описываемых пород были проанализированы химиками-аналитиками А. П. Андриановой и Е. Н. Горловой в химической лаборатории ИГН АН КазССР (табл. 1).

Таблица 1

Химические компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,46	43,9	51,88	43,32	74,5	75,86	72,80	85,30
TiO ₂	0,60	0,4	0,04	1,69	1,43	0,02	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	21,86	10,56	17,43	14,20	1,43	0,66	3,06	0,50
Cr ₂ O ₃	0,04	0,1	0,03	0,06	0,2	0,17	0,15	0,44
Fe ₂ O ₃	3,84	4,69	3,91	3,00	9,82	8,75	8,86	5,52
FeO	8,8	7,60	9,52	12,81	—	0,33	0,26	2,56
MnO	0,13	0,23	0,59	2,40	0,05	0,12	—	0,03
MgO	3,22	16,53	5,37	9,36	1,12	4,44	6,26	1,59
CaO	12,80	10,09	3,72	4,06	0,67	0,62	0,65	0,59
Na ₂ O	1,33	0,44	0,83	0,68	0,68	0,2	0,15	0,18
K ₂ O	0,27	2,03	2,90	2,33	—	—	—	0,16
P ₂ O ₅	0,06	0,11	—	0,78	—	0,076	0,03	0,07
SO ₃	0,89	0,72	—	0,34	—	0,20	—	0,36
H ₂ O	0,28	0,10	0,29	0,10	3,76	4,38	3,06	0,70
п. п. п.	2,14	1,80	3,75	5,11	3,47	3,48	4,52	2,38
Сумма	100,72	99,29	100,31	100,24	97,23	99,30	99,89	100,45

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:

a	4,1	3,6	3,3	5,3	10,2	0,4	0,4	0,6
c	14,2	4,9	3,8	4,9	0,1	0,1	0,8	0,2
b	18,0	44,2	33,0	38,8	10,5	14,9	19,6	10,7
S	63,7	47,3	59,9	51,0	79,2	85,1	79,2	88,4
Q	15,0	-17,5	9,4	-13,5	37,5	68,3	31,6	75,3

Примечание. 1 — темно-зеленое среднезернистое оливковое габбро Юго-восточная часть массива, 2 — темно-зеленый крупнокристаллический амфиболит. Сква. 13, гл. 56 м; 3 — темный мелкозернистый амфиболит. Сква. 3, гл. 70 м, 4 — черный мелкозернистый амфиболит. Сква. 7, гл. 106 м, 5 — темно-зеленый антигортитовый анализированный серпентинит. Шурф XI, гл. 2 м, 6 — плотная зеленовато-коричневая тремолит-антигортитовая опалитованная порода. Сква. 12, гл. 16 м, 7 — серо-зеленый антигортитовый опалитованный серпентинит Сква. 15, гл. 24 м, 8 — темно-коричневый выветрелый лиственит. Юго-восточная часть массива.

Графическая интерпретация химических анализов (рис. 1 и 2) и данные, полученные при пересчете их на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, позволяют сделать следующие выводы.

1. Амфиболиты по сравнению с габбро содержат больше магния, окиси калия, окиси марганца и окиси титана. Содержание глинозема, извести и окиси натрия уменьшается.

2. В процессе серпентинизации происходит интенсивное увеличение

окиси железа, кремнезема, никеля и падение содержания закисного железа, окиси и магнелии. В серпентинитах количество окисного железа

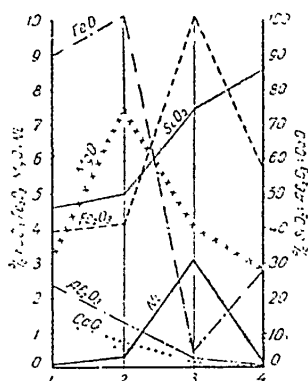


Рис. 1.

1. Габбро, 2. Амфиболит.
3. Серпентинит, 4. Лиственит-бирбирит.

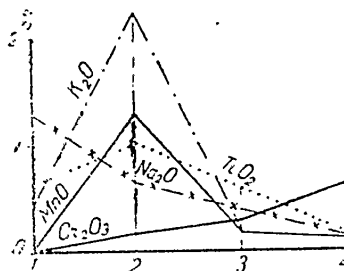


Рис. 2.

1. Габбро, 2. Амфиболит, 3. Серпентинит, 4. Лиственит-бирбирит.

значительно больше закисного, что указывает на интенсивность процесса серпентинизации [5].

3. Обращает внимание положительный знак у параметра Q числовой характеристики анализа серпентинита по А. Н. Заварницкому. Повидимому, это объясняется избыточным кремнеземом (опал, халцедон и силикатный кремнезем) позднейшего происхождения.

4. На стадии превращения серпентинитов, амфиболитов и лиственитов в так называемые бирбириты (кварц-лимонитовые остаточноконкреционные породы) наблюдается не дальнейшее падение содержания закисного железа и повышение окиси железа, а, наоборот, констатируется несовместимый с чистым процессом бирбиритизации рост закисного железа и падение содержания окиси железа. Это указывает, что внешне хорошо заметные окварцевание и лимонитизация пород объясняются не бирбиритизацией, а развитием кварц-карбонатного преобразования обоих пород, т. е. процесса лиственитизации (кварц-анкеритовое перерождение хотя и затухающим здесь наложением процесса выветривания).

Что же касается постепенного перехода серпентинитов на глубине в амфиболиты, то это, по всей вероятности, нужно объяснить не способностью амфиболов в известных условиях серпентинизироваться и не какими-либо другими причинами, а только первичными различиями исходных пород. На месте ныне существующих серпентинитов были, очевидно, высокооливиновые габбро или даже перидотиты. На месте нынешних амфиболитов были или малооливиновые габбро или вовсе безоливиновые. Эти исходные породы, по всей вероятности, представляли единую дифференциальную серию с постепенными переходами отдельных ее членов друг в друга.

Об этом свидетельствует и близость рассматриваемых пород друг к другу. В серпентинитах обильны актинолит и тремолит (до 10%). Они встречаются и в амфиболитах, в которых замещают роговую обманку. В амфиболитах част антигорит, реликты оливины и пироксена. Наконец, все перечисленные минералы вместе встречаются в оливиновых габбро, яв-

ляющихся, очевидно, переходным звеном между высокоolivиновыми и безolivиновыми исходными габбро-перидотитами.

Это объяснение представляется наиболее простым и естественным, поэтому является наиболее вероятным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин Л. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
2. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. М., Госгеолиздат, 1940.
3. Лодочников Б. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. ОНТИ, 1936.
4. Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
5. Соболев Н. Д. Окисное железо как показатель степени серпентинизации ультраосновных горных пород. «Доклады Академии наук СССР». Т. 42, 1944, № 7.
6. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.

РЕЗЮМЕ

Мақалада серпентиниттер мен амфиболиттердің қарым-қатысы сөйпатталады.

Мақалада химиялық анализдер мен петрографиялық зерттеу нәтижелері келтірілген.

1956

КО

К
захста
важны
дробл
позиц
бенно
ка вес
тму
В
ляютс
знаме
мися
ми, н
редко
эпико
крайн
У
ством
лами,
квари
трива
денеи
П
пы ха
приур
в изв
прав
ции,
Внут
трещ
ла в
нутых
раже
П
связа

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 24

С. М. БАНДАЛЕТОВ, И. В. ПОКРОВСКАЯГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КОДЖАНЧАДСКОЙ ГРУППЫ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Коджанчадская группа медных месторождений (Центральный Казахстан) относится к числу широко распространенных, но мало исследованных прожилково-вкрапленных месторождений, приуроченных к зонам дробления среди эффузивно-осадочных комплексов пород. Геологическая позиция этих месторождений, их минералогическая характеристика, особенно для сульфидных руд, а также генетические особенности изучены пока весьма слабо. Поэтому имеющийся фактический материал по затронутому вопросу представляет определенный интерес.

Вмещающими породами месторождений Коджанчадской группы являются эффузивно-осадочные образования силура, представленные эффузивами преимущественно андезито-базальтового состава, перемежающимися с разнообразными туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками, нередко косослонистыми. Осадочные отложения встречаются очень редко. Породы, имеющие красно- и серобурый облик, формировались в эпиконтинентальных, близких к наземным, условиях и характеризуются крайней фациальной изменчивостью.

Указанная толща силурийских отложений разбита большим количеством дизъюнктивных нарушений и прорвана малыми интрузивными телами, коагматичными вмещающим эффузивам (диорит-порфиры, кварцевые диориты, сениито-диориты, габбро, диабазы), с которыми усматривается парагенетическая связь медной минерализации. Возраст оруденения — каледонский [1, 2].

Преобладающее большинство месторождений Коджанчадской группы характеризуется вкрапленным и тонкопрожилковым оруденением, приуроченным к крутопадающим зонам дробления, расположенным как в изверженных, так и в туфо-осадочных породах. Зоны дробления, как правило, выражены целой системой разнообразно ориентированных трещин, количество которых постепенно убывает в стороны от главной зоны. Внутри зон дробления наблюдаются участки пород со слабо выраженной трещиноватостью, где оруденение почти отсутствует. Поэтому рудные тела в пределах месторождения обычно имеют форму разобщенных вытянутых полос, линз или тел неправильной формы, не имеющих четко выраженных контуров.

Прожилково-вкрапленное оруденение на ряде месторождений тесно связано с месторождениями жильного типа. Переходы в последние выра-

жаются сменой отдельных полос раздробленных пород, пересеченных большим количеством мелких трещин, более оформившимися, относительно широкими (1—2 м) трещинами, выполненными преимущественно материалом боковых пород, сцементированным жильными и рудными минералами. Таким путем образуются типичные рудные жилы с брекчией. Значительно реже встречаются кварцевые, баритовые и кальцитовые жилы с медно-сульфидной минерализацией. Оба эти типа нередко наблюдаются на одном и том же месторождении. Встречается также штокверковый тип оруденения.

Помимо рассмотренных типов оруденения, в зоне окисления отдельных месторождений группы наблюдаются морфологически иные пластовые эпигенетические рудные залежи, природа которых пока остается невыясненной. Это — оруденелые пласты туфопесчаников и туфоконгломерат-песчаников мощностью от 0,4 до 2,5 м. Они не выдержаны и на коротком расстоянии выклиниваются. Следует также отметить несколько отличный характер оруденения на тех месторождениях, где присутствуют дайки диабазов. Здесь наиболее богатая минерализация концентрируется вдоль контактов даек с вмещающими породами.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУЛЬФИДНОЙ ЗОНЫ

Сульфидные руды месторождений Коджанчадской группы до последнего времени специально никем не изучались. Керновый материал буровых работ 1929—1931 гг. по ряду месторождений в этом отношении остался не обработанным [3]. Приводимая ниже минералогическая характеристика руд сульфидной зоны Коджанчадской группы медных месторождений дается по материалам работ 1953 г. на одном из наиболее типичных для данной группы месторождений.

1. Рудные минералы

В сульфидной зоне месторождения, вскрытой буровыми работами до глубины около 135 м, присутствуют как гипогенные, так и гипергенные рудные минералы. Гипогенными сульфидными минералами являются пирит, халькопирит и борнит, гипергенными вторичными сульфидами — халькозин и ковеллин. Характерно, что зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении существует, но не имеет по вертикали четко выраженных границ. Представляющие эту зону минералы — халькозин и ковеллин — встречаются наряду с первичными сульфидами в более или менее значительном количестве на всем протяжении минерализованной зоны, приурочиваясь преимущественно к участкам интенсивной трещиноватости пород.

Рудной минерализации подвергаются эффузивные и туфогенно-осадочные породы: плагиоклазово-пироксеновые, иногда миндалекаменные, порфиристы, разнообразные туфы порфиристов, туфоконгломераты и туфопесчаники. Рудные минералы образуют в этих породах неравномерную, обычно довольно редкую и тонкую вкрапленность, сконцентрированную местами в небольшие скопления (размером в 1—2 см). Изредка встречаются тончайшие (мощностью в несколько мм) прожилки рудных минералов, вблизи которых рудная вкрапленность обычно более густа, чем на некотором расстоянии от них.

Наблюдениями в шлифах под микроскопом устанавливается, что рудному метасоматозу чаще подвергаются туфогенно-осадочные породы и несколько реже — эффузивные разности. Рудные минералы развиваются преимущественно в цементе или основной массе указанных пород; отдель-

ные же фенокристы, обломки кристаллов, песчинки и гальки замещаются значительно труднее. Выделения рудных минералов приурочены обычно к участкам пород, претерпевшим наиболее интенсивные гидротермальные изменения, а именно — к скоплениям серицита, хлорита, эпидота, кварца, альбита или к жилкам этих минералов, перессекающим вмещающие породы (рис. 1).

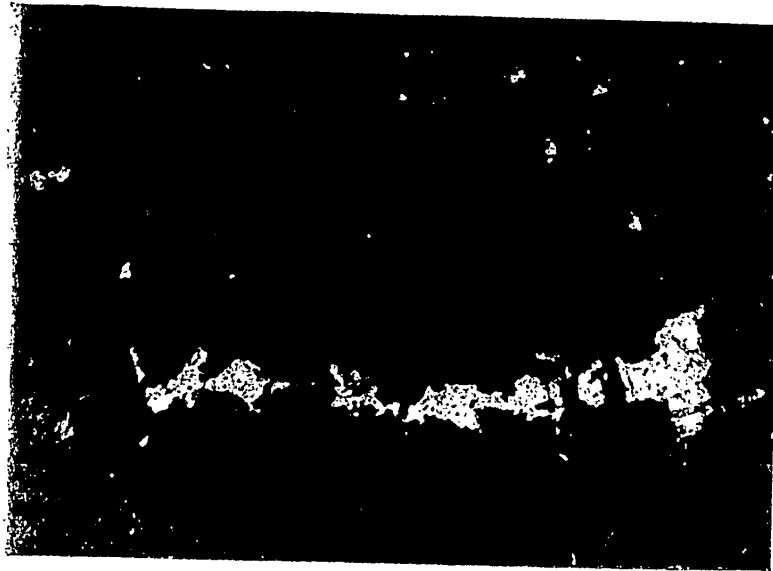


Рис. 1. Прожилки халькопирита с кварцем и рассеянная вкрапленность его в туфопесчанике. Линия увел. 41.

Основными рудными минералами являются халькопирит, борнит, халькозин и ковеллин. Второстепенные минералы — пирит, магнетит и гематит. Очень характерна бедность первичных руд пиритом.

Халькопирит — главный рудный минерал месторождения.

Во вмещающих породах халькопирит наблюдается в виде мелких (сотые и десятые доли мм) ангедральных зерен, образующих иногда небольшие скопления (до 1—2 см в поперечнике). Изредка наблюдаются петельчатые образования и тончайшие жилочки халькопирита мощностью в тысячные доли мм (рис. 2).

Время образования халькопирита устанавливается достаточно отчетливо: он является более поздним, чем пирит, борнит, кварц, альбит, эпидот, серицит, но более ранним, чем мусковит, кальцит и цеолиты (рис. 3, 4). Взаимоотношения халькопирита и тесно ассоциирующего с ним хлорита не всегда ясны, но в некоторых случаях он отчетливо является поздним, чем хлорит, и занимает центральные части пустот, стенки которых выстланы хлоритом.

В большинстве случаев халькопирит в той или иной степени замещен вторичными сульфидами меди — халькозином и ковелином; изредка в ассоциации с ними наблюдаются также минералы зоны окисления — малахит и гидроокислы железа. В пробах халькопирита спектральным анализом отмечается присутствие Ag, Hg и Pb.

Борнит — один из основных рудных минералов в описываемом месторождении, не менее распространенный, чем халькопирит. Встречается

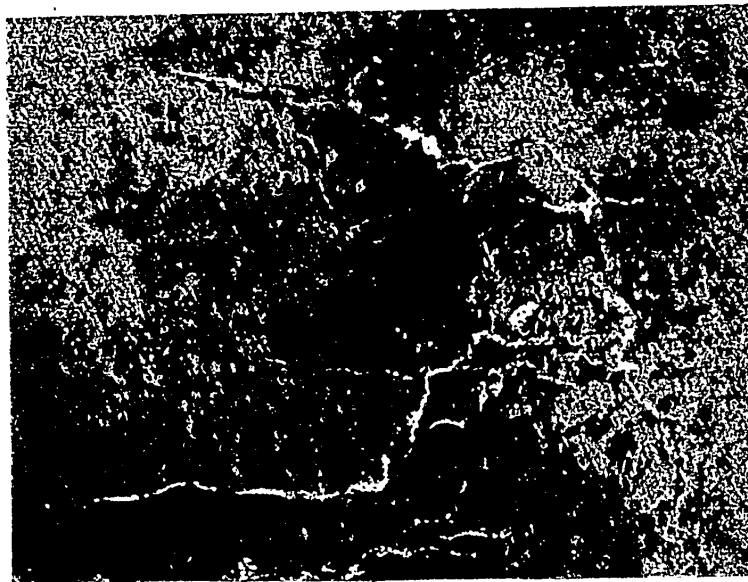


Рис. 2 Тончайшие жилочки халькопирита, огибающие и иногда пересекающие зерна кварца и полевого шпата. Аппл. увел. 17.

борнит в тесной ассоциации с халькопиритом и халькозинном мелкими зернышками во вмещающих породах и в виде секущих жилок совместно с кварцем, кальцитом и хлоритом. Гипогенная природа описываемого борнита подтверждается более ранним выделением его по отношению к халькопириту. Последний отчетливо замещает борнит, окружая его зерна узкими каемками и проникая внутрь их тонкими пластинками (рис. 5).

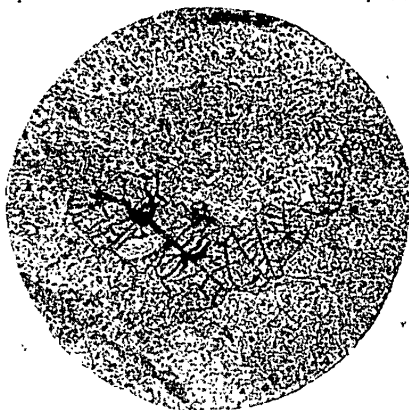


Рис. 3. Залечивание халькопиритом (черный) трещинок в раздробленном эпидоте Шл. прозр., без анал., увел. 85



Рис. 4. Пересечение тончайших халькопиритовых жилок прожилком более позднего кальцита. Аппл. норм. велич.

Нередко борнит встречается среди халькопирита в виде корродированных зерен округлой формы. Халькозин и реже ковеллин замещают борнит с образованием жилок и каемочек.

Халькозин является, наряду с халькопиритом и борнитом, основным рудным минералом. Встречается в тесной ассоциации с ковеллином на глубинах от 30 до 85 м и от 115 до 135 м. В промежутке между этими интервалами вторичные сульфиды не были обнаружены. Под микроско-

ПОМ
КОЛН
ОЗИ
НЫМ
ЛЕНИ

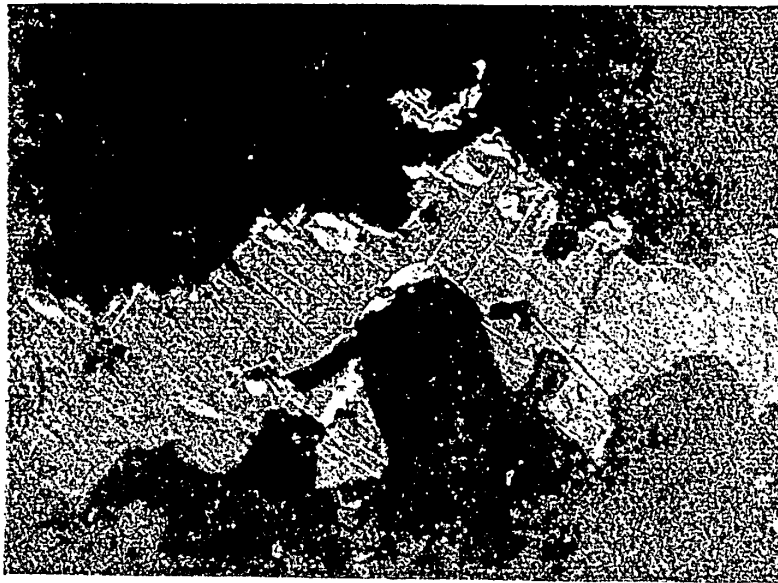


Рис. 5 Пластинчатая структура замещения борнита (серый) халькопиритом (белый). Англ. увел. 192.

пом халькозин имеет голубовато-белый до серо-белого цвет, зависящий от количества примешанного к нему ковеллина. В скрещенных николях халькозин в отдельных случаях проявляет слабую анизотропию. Структурным травлением в нем выявляется отчетливая спайность в одном направлении, разбивающая зерна на ряд параллельных пластинок (рис. 6). Яв-

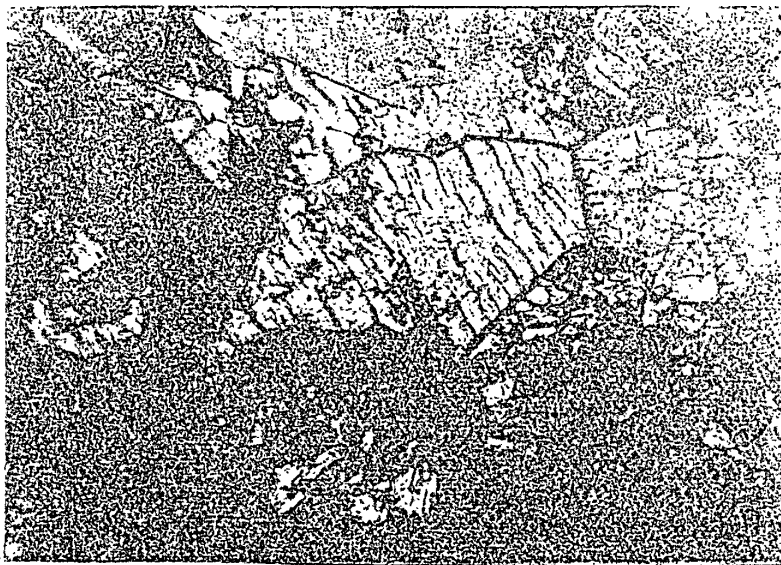


Рис. 6. Пластинчатая спайность в халькозине, выявленная травлением HNO_3 . Замещение халькозина малахитом (черный, затравлен) преимущественно вдоль направлений спайности. Англ. увел. 192.

ления анизотропии и ясно выраженная спайность свойственны ромбической модификации халькозина, которая может быть как гипергенного, так и гипогенного происхождения. Голубовато-белый халькозин, несомненно, является гипергенным, образовавшимся при вторичном обогащении первичных медных минералов — халькопирита и борнита. Об этом свидетельствуют отчетливые структуры замещения халькозином этих минералов, а также постоянная тесная ассоциация его с типичным гипергенным минералом — ковеллином. Халькозин и ковеллин замещают как халькопирит, так и борнит, образуя каемки вокруг их зерен и проникая внутрь тонкими жилочками. Иногда халькозин наблюдается во вмещающих породах в виде отдельных зерен (размером от сотых долей до 0,5 — 1,0 мм), содержащих реликты борнита и халькопирита. Изредка халькозин с ковеллином выделяется в пустотках миндалекаменного порфирита, выполненных хлоритом и эпидотом (глубина 127 — 128 м). По отношению к халькозину ковеллин является более поздним минералом и развивается в нем в виде мелких чешуек.

Не совсем ясна природа серо-белого халькозина, обнаруженного в единичных шлифах на значительной глубине (126—135 м). С халькопиритом и борнитом он иногда образует зернистые структуры срастания



Рис 7 Графическая структура срастания (или замещения?) халькозина (белый) с борнитом (серый). Шлиф увел 192

без следов какого-либо замещения. В отдельных случаях наблюдалась графическая структура срастания (или замещения?) его с борнитом (рис. 7). Подобные формы выделения, а также его чистый серо-белый цвет, свидетельствующий об отсутствии примешанного ковеллина, говорят в пользу его гипогенного происхождения. Однако эти данные микронаблюдений еще недостаточны и их необходимо подтвердить данными геологического порядка — прослеживанием его на значительно больших глубинах, в зоне первичных руд. В зоне окисления халькозин замещается малахитом, который встречается иногда на значительной глубине (около 125 м).

Пирит встречался в виде тонкой, более или менее равномерно рассеянной вкрапленности среди эффузивов, туфов и туфопесчаников. Форма зерен пирита обычно кубическая, иногда скелетная и округлая (псевдоморфозы по песчинкам?). По времени выделения пирит является, повидному, наиболее ранним среди других рудных минералов, хотя взаимоотношения его с последними удается наблюдать не так часто, ввиду редкой совместной встречаемости. В шлифах под микроскопом наблюдалось замещение пирита гидроокислами железа.

Магнетит и гематит являются, вероятно, акцессорными минералами вмещающих месторождение пород. Гематит распространен шире, чем магнетит, и нередко пронизывает породы, образуя в них рассеянную вкрапленность мелких игольчатых кристалликов.

Таким образом, первичные руды этих месторождений в основном представлены сульфидами меди (халькопиритом). Это хорошо видно на примере рассмотренного месторождения, а также подтверждается разви-

тием
нерал
С
груп
элем

рудн
суль
вмещ
стади
перуд
Более
муско
являе
вания
ческо

виде
чения

мест
во вм
ралог
прост
у хло

лени
генно
повне

прост
чаты
мине
ше х
стенк
отдел
запо

лекар
види
были
бесце

ния—
всего
сколь
прож
грязн
цател
желт
ные.
расту
на. В
а по

тием в зоне окисления всех месторождений группы только вторичных минералов меди.

Спектральным анализом в рудах месторождений Коджанчадской группы устанавливается присутствие ничтожных количеств следующих элементов: Pb, Co, Cr, Ni, Ag, V, Mo, Be, Sr, Ba, Ga, Ti, Jr.

2. Нерудные минералы

Описываемые ниже нерудные минералы тесно связаны с процессом рудной минерализации. Встречаются они всегда в тесной ассоциации с сульфидами, образуя совместно с ними различной формы скопления во вмещающих породах и секущие их прожилки. По отношению к главной стадии рудообразования, когда выделялись халькопирит и борнит, одни нерудные минералы являются более ранними, другие — более поздними. Более ранние — кварц, альбит, эпидот, серицит и хлорит; более поздние — мусковит, кальцит и цеолит. Следует отметить, что нерудные минералы, являющиеся более ранними по отношению к главной стадии рудообразования, частично обязаны своим происхождением процессу постмагматического изменения вмещающих пород.

Кварц встречается обычно в тесном срастании с альбитом в виде небольших скоплений и маломощных прожилков, содержащих включения позднее выделившихся рудных минералов.

Эпидот — довольно распространенный нерудный минерал. Совместно с кварцем и реже с хлоритом он выполняет пустотки и трещинки во вмещающих породах, к которым приурочены выделения рудных минералов. Время выделения эпидота по отношению к кварцу неясно, но пространственно они обычно тесно связаны друг с другом. Халькопирит и хлорит выделялись позже его (рис. 3).

Серицит мелкочешуйчатый развивается в изобилии как по вкрапленным полевым шпатам, так и в основной полевошпатовой массе туфогенно-осадочных и эффузивных пород. Серицитизация предшествует основной гидротермальной рудной фазе.

Хлорит является, наряду с эпидотом и серицитом, наиболее распространенным нерудным минералом. Встречается в веерных или чешуйчатых скоплениях и выполняет пустотки и трещинки совместно с другими минералами (рис. 8). Хлорит выделялся позже эпидота и кварца, но раньше халькопирита, цеолитов и кальцита. В миндалекаменных порфиритах стенки пустот нередко выстланы тонкими корочками эпидота, в которых отдельные кристаллики перпендикулярны к стенкам, а центральные части заполнены хлоритом.

В шлифах под микроскопом устанавливается, что пустотки в миндалекаменных порфиритах в отдельных случаях выполняются двумя разновидностями хлорита, встречающимися совместно. Оптические свойства их были определены Н. М. Петровской. Первая разновидность хлорита почти бесцветная, интерференционные цвета аномальные, синие, форма выделения — всеобразные строчки чешуек, $N_{\text{пл}} \approx 1,600$. По Винчеллу, он ближе всего подходит к делесситу. Вторая разновидность хлорита является несколько более поздней по отношению к первой и иногда образует в ней прожилки (рис. 8) и округлой формы образования. Цвет его зеленый или грязновато-зеленый, он одноосный положительный, удлинение его отрицательное, плеохроизм слабый, от грязновато-зеленого до грязновато-желтого, $N_{\text{пл}} = 1,603$, цвета интерференции аномальные, оливково-зеленые. Форма выделения — веерообразные строчки чешуек; в жилках они растут от стенок к центру. В этом хлорите встречаются вроски турмалина. Вторая разновидность хлорита, по Винчеллу, определяется румпфитом, а по Дана — прохлоритом.



Рис. 8 Прожилки прохлорита в делесците, выполняющем пустотку в миндалекаменном порфирите Шл. прозр., инк. скрещ., увел. 41

более поздним минералом. Под микроскопом видно, что прожилки целонита пересекают жилки кальцита и халькопирита (рис. 10). Макроскопически

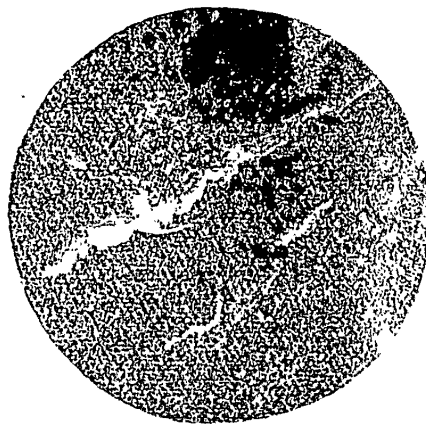


Рис. 9 Выделение кальцита (белый) в зальбандах халькопиритовой жилки (черное) и внедрение его в виде тонких жилочек в халькопирит. Шл. прозр., инк. скрещ., увел. 85.

Мусковит — очень редкий минерал. Встречается в отдельных пилфах в виде мелких чешуек, развивающихся в халькопирите.

Кальцит и целонит являются наиболее поздними минералами, завершающими гипогенную минерализацию района. Выделяется кальцит обычно в виде жилочек совместно с хлоритом и рудным минералом. В отдельных случаях эти жилки имеют зональное строение: зальбанды их сложены зеленоватым хлоритом, а центральные части выполнены кальцитом и халькопиритом. Под микроскопом отчетливо наблюдалось внедрение кальцита в халькопирит (рис. 9).

Целонит (установлен с помощью М. К. Януловой) является наиболее поздним минералом. Под микроскопом видно, что прожилки целонита пересекают жилки кальцита и халькопирита (рис. 10). Макроскопически



Рис. 10 Пересечение тонкой кальцитовой жилки (белая) прожилком более позднего целонита (темно-серый до белого). Шл. прозр., инк. скрещ., увел. 85.

целонит представляет собой бесцветный минерал со стеклянским блеском. В иммерсионном препарате наблюдается в виде веерообразных сростков мелких чешуек. Угасание его прямое, удлинение отрицательное и положительное, оптически отрицательный, $Ng' = 1,507$, $Np' = 1,495$. По этим данным он определяется эпидесминном (по Ларсену).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Минералы зоны окисления изучались, в основном, в образцах, взятых на поверхности описываемых месторождений и частично в горных выработках (шурфах, канавах). Мощность зоны окисления, судя по данным

буро
35 м
дель
валл

мала
жел

а з у
зави
ссад
туфа
роду
ких
ных
вани
меш
лам
ств

де д
резу
щен
род
шли
ред
щас
ков
несс
сул
поз
сод
пер
ста
мал
пад
одн
тит
цин
боле
Ма
в то
ват
ляе
дел

стен
так
тон
нав

Лис

буровых работ на отдельных месторождениях, достигает в среднем 30 — 35 м. Ниже этих глубин вскрываются уже сульфидные руды, хотя в отдельных случаях вторичные минералы (гидроокислы железа) обнаруживались в виде редких включений на значительной глубине (125 м).

Наиболее распространенными минералами зоны окисления являются малахит и азурит, реже встречаются хризоколла, куприт и гидроокислы железа и в единичных образцах установлены самородная медь и тенорит.

М а л а х и т в большинстве случаев находится в тесной ассоциации с а з у р и т о м. Формы нахождения их сходны и в значительной степени зависят от состава вмещающей породы. В тонкозернистых туфогенно-осадочных породах — туфопесчанниках, алевролитах и тонкообломочных туфах — малахит и азурит более или менее равномерно пропитывают породу, развиваясь в основном в ее цементе, а также образуют серию тонких субпараллельных прожилков по плоскости напластования. В эффузивных и жильных породах карбонаты меди выполняют различно ориентированные трещинки, образуя сеть пересекающихся жилок, а в миндалекаменных порфиритах заполняют пустотки совместно с нерудными минералами. Спектральным анализом в малахите и азурите обнаружено присутствие небольших количеств Pb, Fe и Mn.

Малахит и азурит в описываемых месторождениях проявляются в виде двух генераций (рис. 11). Малахит I (ранней генерации) образуется в результате непосредственного замещения сульфидов (ряд 1) и кислородных соединений меди (ряд 2). В шлифах под микроскопом в нем нередко наблюдаются реликты замещаемых минералов — халькозина, ковеллина и куприта. В этом же процессе метасоматического замещения сульфидов азурит I является более поздним, чем малахит, и никогда не содержит реликтов сульфидных минералов. При непосредственной кристаллизации из растворов образуется малахит II, который, наоборот, вынадеет после азурита II или почти одновременно с ним. Следует отметить, что карбонаты меди I генерации чаще являются землистыми, II — более ясно окристаллизованными. Малахит II генерации нередко имеет в тонких корочках поперечно-шестоватое строение, в пустотках он выделяется в виде радиально-лучистых образований (рис. 12). Азурит II в отдельных случаях встречается в виде кристалликов.

Х р и з о к о л л а отлагается в виде тонких корочек (1 — 2 мм) на стенках трещин во вмещающих породах или на малахите. Поверхность таких корочек несколько бугорчатая, в поперечном изломе их наблюдается тонкозональное строение. Спектральным анализом в хризоколле устанавливается присутствие Mo, V, Be, Fe и Mn.

Г и д р о о к и с л ы ж е л е з а в рассматриваемых рудах фиксировались довольно редко.

К у п р и т в ассоциации с самородной медью выполняет иногда тре-



Рис 11 Поперечная жилка кристаллического азурита II генерации (белый), пересекающая серию тонких субпараллельных жилок азурита I генерации (темно-серый). В зальбандах — жилки азурита II — лимонит (черное). Шл. прозр., без анал., увел. 43.

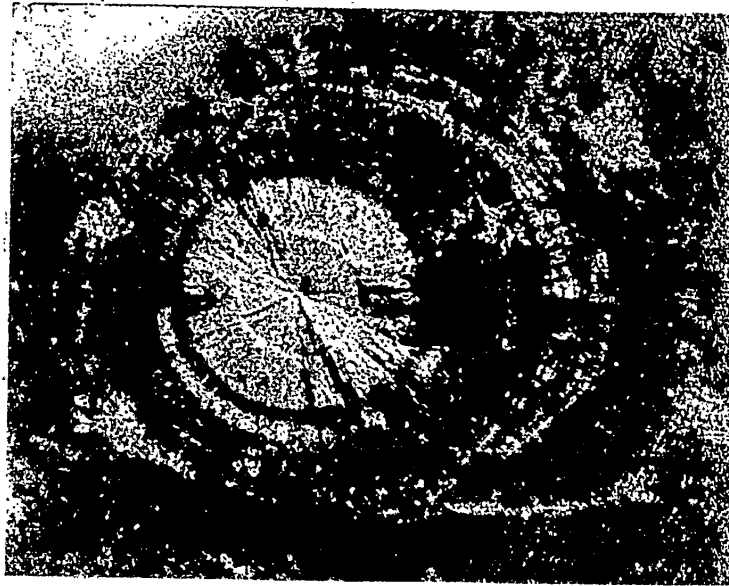


Рис. 12. Пленочные образования малахита концентрически-зональной структуры на стенках трещины в туфогессчанике. Увел. 13.

щники и пустотки во вмещающих породах. Оба минерала образуются путем окисления халькозина, широко распространенного в сульфидных рудлах. Куприт является, повидимому, несколько более поздним минералом по отношению к самородной меди (рис. 13), а сам, в свою очередь, заме-

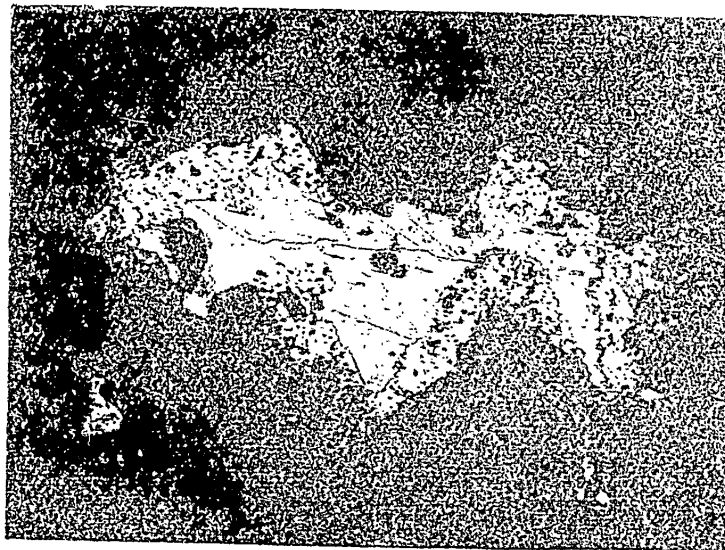


Рис. 13. Замещение самородной меди (серо-белая) купритом (белый, пористый), образующим вокруг нее каемку. Англ. увел. 41

щаст
ричи
мала
ваем
ракт

сма
чалс
виде
ясно
ассо
Цвет
блес
низк
вени
повл
и S.
навл
мала
прож
диме
бона
выде

П

ний
ЛОВ

вые
ния
спи
защ
тель

пора
нит
обра
щаю
очер
ка, п
скоп
шим

щается малахитом. Таким образом, парагенетический ряд окисления вторичных сульфидов здесь таков: халькозин — самородная медь — куприт — малахит, что является для описываемых месторождений весьма характерным.

Тенорит установлен для рассматриваемых руд впервые. Встречался он в нескольких образцах в виде тонких (1—2 мм) корочек неясно-шестоватого строения в тесной ассоциации с малахитом и азуритом. Цвет минерала и черты — черный, блеск полуметаллический, твердость низкая. Микрохимическим качественным испытанием в минерале установлено наличие Си и отсутствие Мп и S. Под микроскопом тенорит устанавливался в виде тонких жилок в малахите I и мелких кристалликов в прожилке азурита I (рис. 14). Повидимому, он образовался позже карбонатов меди, но установить время выделения его более точно не представилось возможным.



Рис. 14. Пржилки тенорита (черный) в радиально-лучистом малахите (белый). Шл. прозр., без анал., увел. 85

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ОБЩАЯ СХЕМА РУДООБРАЗОВАНИЯ

1. Гипогенная фаза

В результате минералогического изучения описываемых месторождений устанавливается следующая последовательность выделения минералов в гипогенную фазу¹:

- 1) альбит, эпидот, серицит, хлорит, кварц, пирит;
- 2) борнит — халькопирит;
- 3) мусковит;
- 4) кальцит — цеолит.

Общая схема рудообразования намечается в следующем виде. Первые порции гидротермальных растворов произвели значительные изменения отдельных составных частей вмещающих пород: по зонам дробления они подверглись окварцеванию, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации. Из рудных минералов в начальную стадию отлагался в незначительном количестве только пирит.

В следующую — главную — стадию рудообразования в трещинках и порах гидротермально измененных пород рудные растворы отложили борнит и халькопирит. Отложение рудных минералов происходило, главным образом, метасоматическим путем. Как уже отмечалось выше, они замещают в первую очередь цемент или основную массу пород, а во вторую очередь — обломки и фенокристы, корродируя их с периферии или, изредка, целиком замещая их с сохранением формы. Наиболее значительные скопления рудных минералов приурочены к участкам пород, претерпевшим наиболее интенсивные дорудные гидротермальные изменения.

В заключительную — низкотемпературную — стадию гипогенной ми-

¹ минералы близки по времени образования; — последующий минерал выделялся позже предыдущего.

перализации в небольшом количестве выделились кальцит и цеолит (эпидесмит). В генетическом отношении они являются, вероятно, конечными продуктами деятельности гидротермальных растворов, обусловивших минерализацию района.

В целом, комплекс минералов, отложенных гидротермами, свидетельствует о том, что образование их началось при средних температурах и закончилось при низких.

2. Гипергенная фаза

В гипергенных условиях на месторождении сформировались зоны вторичного сульфидного обогащения и окисления. Зона вторичного обогащения на месторождении хорошо развита, что обусловлено рядом благоприятных факторов [4]. Основными из них являются следующие: 1) хорошо проработанная зона окисления, сложенная, в основном, карбонатами меди; 2) значительная водопроницаемость пород рудной зоны, обусловленная сложной дизъюнктивной тектоникой района; 3) крутое, близкое к вертикальному, залегание рудного тела; 4) малая активность вмещающих силикатных пород, не способствующих полному осаждению меди в верхних горизонтах.

Наши наблюдениями устанавливается следующая схема вторичных преобразований в описываемых рудах. Первичные сульфиды меди — халькопирит и борнит — вначале обычно замещаются вторичными медными сульфидами — халькозином и ковеллином, а за счет тех и других в карбонатной среде развиваются малахит и азурит. Нередко при окислении халькозина возникают промежуточные продукты — куприт и самородная медь, но они являются неустойчивыми и также замещаются малахитом. В более поздние стадии развития зоны окисления происходит растворение карбонатов меди, образовавшихся путем замещения сульфидов, и переотложение их в виде секущих жилков, кристаллических и коллоидных корочек по трещинкам (рис. 11, 12). Позже их в отдельных участках происходит отложение из растворов хризоколлы, являющейся последним членом в парагенетических рядах описываемых окисленных руд.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Борукбаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой Северо-Востока Центрального Казахстана. М. Госгеолгиздат, 1955.
- 2 Бандалетов С. М. Структура Кожанчадского рудного поля (Центральный Казахстан) «Известия Академии наук Казахской ССР», серия геологическая, 1955, вып. 20.
- 3 Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чирчикского и Улентинского листов. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКПТ СССР, вып. 318, 1933.
- 4 Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. 1955.

РЕЗЮМЕ

Бұл мақалада жұлынды-бытыранды мыс кен орындарының Қоржыңшал группасының геологиялық жағдайы баяндалады, сонымен қатар бұл типтік кен орындарында кездесетін кейбір рудалардың минералдық сыпаттамасы келтіріледі, және минералдардың кезекпен пайда болуындағы кейбір заңдылықтар көрсетіледі.

1956

лож
тис
юре
жид
чен

скп
зоз
лас
ста
дам

дя
тов

10
ван
ты
кон
пла

580
але
кон

мо
зоя
ме
угл
рас

кул
на.

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1976

Серия геологическая

Вып. 24

Е. И. МУРАХОВСКАЯО ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ
УГЛЕННОЙ ТОЛЩИ МАЙКЮБЕНСКОГО БАСЕЙНА

О возрасте угленосных отложений Майкюбенского бассейна, расположенного в Баянаульском районе Павлодарской области КазССР, имеются различные мнения. Одни исследователи относят их к средней юре [3], другие [4, 5, 9], в том числе и автор — к рет-лейасу. Это и послужило поводом для опубликования приведенных ниже материалов, полученных в результате спорово-пыльцевого анализа углей бассейна.

В строении Майкюбенского бассейна принимают участие палеозойские, мезозойские и четвертичные отложения. Угленосными являются мезозойские отложения, мощность которых по последним данным исчисляется в 1550 — 1900 м. Мезозойская толща покинута на палеозое, представленном, в большинстве случаев, эффузивными и интрузивными породами начиная от кембрия до карбона включительно.

По данным А. К. Бувалкина, мезозойские отложения бассейна исходя из литологических особенностей делятся на четыре свиты: конгломератовую, сарыкульскую, песчано-конгломератовую и шоптыкульскую¹.

В конгломератовую свиту выделена нижняя часть стратиграфического разреза мезозоя мощностью от 20 до 300 м. Она залегает на денудированной поверхности палеозоя с резким несогласием. Отложения этой свиты характеризуются преобладанием в ее составе грубых конгломератов и конгломерат-песчаников. В незначительном количестве здесь встречаются пласты алевритов, аргиллитов и единичные пропластки углей.

Стратиграфически выше выделена сарыкульская свита мощностью 580 — 600 м, литологический состав которой характеризуется наличием алевритов, аргиллитов, незначительного количества мелкогалечных конгломератов, песчаников и маломощных пластов угля.

Выше сарыкульской свиты располагается песчано-конгломератовая, мощностью 450 — 500 м. Под этой свитой понимается часть разреза мезозоя, сложенного преимущественно песчаниками и конгломератами. Кроме того, здесь также встречаются маломощные пласты алевритов, углистых аргиллитов и углей. Для этой свиты характерно значительное расщепление и выклинивание угольных пластов.

Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает шоптыкульская свита, на которую падает максимальное угленакпление бассейна. Мощность ее составляет около 500 м. Свита сложена мелко- и средне-

¹ Устные сообщения.

зернистыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами, алевролитами и пластами углей значительной мощности.

Две нижние свиты залегают между собой согласно, а песчано-конгломератовая и шоптыкульская — с угловым несогласием. До применения спорово-пыльцевого анализа границы между ними зачастую устанавливались условно, вследствие однообразия литологического состава угленосной толщи. К настоящему моменту литологические особенности свит остаются недостаточно изученными и не могут служить коррелятивным признаком. Попытки прямого сопоставления угольных пластов по геологическим разрезам оказались также недостаточно эффективными, ввиду значительной мощности угленосной толщи, неравномерности распределения угольных пластов и их невыдержанности.

Отсутствие ясных маркирующих признаков в литологическом составе отдельных свит возмещилось данными спорово-пыльцевого анализа, давшими хорошие результаты. В настоящее время это единственный метод, позволивший не только уточнить возраст, но и провести стратиграфическое расчленение угленосной толщи бассейна и сопоставлению угленосных свит.

Автором изучены угли всех перечисленных выше свит в западной, восточной и центральной частях бассейна, вскрытые буровыми скважинами. Работа производилась в 1953 — 1955 гг. по договору, заключенному Институтом геологических наук АН Казахской ССР с Карагандинским геологическим управлением Министерства Геологии и Охраны Недр СССР.

Послойным анализом большого количества проб было разрешено несколько практически важных вопросов. Прежде всего, установлено, что возраст верхних и нижних свит угленосной толщи различен: шоптыкульская, песчано-конгломератовая и верхняя часть сарыкульской свиты относятся к нижней юре, а конгломератовая и нижняя часть сарыкульской свиты — к триасу. Для дальнейшего, более подробного их деления, пока недостаточно данных, это вопрос ближайшего будущего, но, по видимому, триассовые отложения будут отвечать только ретским слоям, а нижнеюрские — до верхнего лейаса. Полученные выводы о возрасте продуктивной толщи Майкюбенского бассейна говорят о том, что формирование ее, как и других наиболее крупных мезозойских угольных месторождений в Казахстане, началось в триасе.

Изучая спорово-пыльцевой состав углей, в известной мере удалось установить углеобразующую флору бассейна. Последняя за период накопления мезозойских отложений Майкюбенского бассейна изменялась постепенно, что, по видимому, было причиной медленных, плавных климатических преобразований от засушливых триаса к умеренно-влажным юрского времени. Внезапного вымирания отдельных групп растений или появления новых не наблюдалось. Этим и объясняется отсутствие резких границ между отложениями триаса и юры, а также между всеми угленосными свитами.

Прослеживая постепенную смену растительности последовательно со стратиграфической глубиной разреза, удалось выделить характерные спорово-пыльцевые ассоциации каждой из свит и подсвит, по которым они легко опознаются в любой точке бассейна. Это чрезвычайно важные данные, необходимые особенно в настоящий момент для правильной увязки геологических разрезов.

На таблице 1 приведена схема стратиграфического расчленения мезозойских отложений бассейна и средний процентный состав основной флоры по свитам и подсвитам, установленный после статистической обработки результатов спорово-пыльцевого анализа.

на п
лич
Вол
Рип
чест
11%
кпе
след
вых

гиче
пор
1,0%
(0,3
меч
хво
ниж
ски
tes

зак
хво
груп

пост
пято
мат
пыл
меж

ты,
пред
веш
Сре
хво
(таб
чте
тив
гне
хасе

небо
мой
нево

этой
тиго

ры п
вход
96),
148)
след
пове

Из приведенных данных видно, что среди ископаемой флоры бассейна преобладают голосеменные растения (60 — 80%), а из последних в количественном отношении выделяются древние хвойные типа *Paleoconiferae* Bolch., *Protoconiferae* Bolch. и предки современных хвойных семейства *Pinaceae* (30 — 53%). В несколько меньшем, но также в большом количестве произрастали хвойные других семейств, как-то: *Araucariaceae* (до 11%), *Taxaceae* (до 5%), *Podocarpaceae* (до 3%) и морфологически близкие семейству *Cupressaceae* (до 2%). Из других голосеменных растений следует отметить присутствие гинкговых в количестве до 25%, саговниковых — до 5% и единичную встречаемость беннеттитовых — 0,2%.

Существовавшие в то время папоротникообразные, судя по морфологическим признакам спор, были близки древним папоротникам сем. *Hymenophyllaceae* (0,8 — 8,1%), *Osmundaceae* (1 — 8,1%), *Matoniaceae* (0,03 — 1,0%), *Marattiaceae* (0,1 — 2%), *Polypodiaceae* (0,1 — 5%), *Dipteridaceae* (0,3 — 10%), *Cyatheaceae* (2 — 24%) и *Gleicheniaceae* (0,05 — 0,7%). Отмечено также наличие незначительного количества каламитов (0,1 — 2%), хвощей (0,1 — 0,7%), плауновых, плауновых растений (до 2,7%), а в нижней части разреза угленосной толщи бассейна — реликтов палеозойских голосеменных растений и пыльцы класса *Caytoniales* типа *Caytoniipites* Bolch.

Изменение флоры от стратиграфически нижних горизонтов к верхним заключалось в вымирании реликтов палеозоя, в уменьшении древних хвойных растений и в изменении количественного соотношения различных групп, семейств и видов: хвойных, саговниковых, гинкговых, папоротников.

Широкое вертикальное распространение однообразной растительности на протяжении всей мезозойской толщи долгое время служило препятствием для ее расчленения. Только изучением большого фактического материала удалось уловить характерные черты руководящих спорово-пыльцевых комплексов для свит и определить стратиграфические границы между ними.

В руководящем спорово-пыльцевом комплексе конгломератовой свиты, вскрытой в основании мезозойской толщи западной части бассейна из преобладающей пыльцы голосеменных растений (70 — 74%), в количественном отношении выделяется пыльца хвойных растений и гинкговых. Среди хвойных, в свою очередь, выделяются прототипы современных хвойных семейства *Pinaceae* и именно пыльца типа *Paleopiceae* Bolch. (табл. II, фиг. 15) и пыльца класса *Caytoniales* (табл. II, фиг. 12). В значительно меньшем количестве встречена пыльца древних хвойных примитивного строения типа *Paleoconiferae* Bolch. и *Protoconiferae* Bolch. Другие хвойные представлены пыльцой сем. *Araucariaceae*, *Podocarpaceae*, *Taxaceae* и незначительным количеством *Cupressaceae* (?).

Большая часть пыльцевых зерен гинкговых растений характеризуется небольшими размерами, веретенообразной подчеркнуто удлиненной формой тела, заостренной на полюсах, волнистым контуром и швом и шагреновой поверхностью экзины (табл. IV, фиг. 52 — 55).

Характерно отметить присутствие в спорово-пыльцевом комплексе этой свиты малого количества саговниковых и полное отсутствие беннеттитовых растений.

Из папоротникообразных в конгломератовой свите встречаются споры почти всех перечисленных выше семейств, но в руководящий комплекс входят споры сем. *Marattiaceae*, *Hymenophyllaceae* (табл. IV, фиг. 91, 94, 96), *Dipteridaceae* (фиг. 118 — 220), *Matoniaceae* (табл. V, фиг. 146 — 148), *Osmundaceae* и *Cyatheaceae* (фиг. 121, 122, 130 — 136). Среди последних большинство форм имеют треугольное очертание и шагреновую поверхность экзины. Некоторые из них (фиг. 121) по своим морфологиче-

Таблица 1

Споры и пыльца основных классов, семейств, родов растений	Триас		Нижняя юра				срезини-верхний лейас	
	конгломератная свита	рет (?)	сарыкульская свита		нижний лейас		песчано-конгломератовая свита	
			нижняя подсвита	верхняя подсвита	нижняя подсвита	верхняя подсвита	нижняя подсвита	верхняя подсвита
I. Кл. Coniferales	4-6	10	9-10	11,5	2-3,6	5,54	шоттыкульская свита	верхняя подсвита
1. — Paleoconiferace Bolch.	3-1,5	2,66	2-3	3,7	2-3	1,09		2
2. — Protoconiferace Bolch.								1-1,52
Итого:	7-7,5	12,66	12-17	15,2	4-6,6	7,23		3-4
3. — Сем. Pinaceae	1,35	1,3	3,3	1,4	0,7-1,5	1,8		1-1,9
1) Paleorpinus Bolch.	2	2,16	1-5	2,4	0,6-1,5	2		1,2-2,4
2) Pseudopinus Bolch.	2	0,09	0,3-0,6	0,2	0,1-0,3	0,3		0,3-0,6
3) Protopinus Bolch.	2	2	0,6-1,3	2	1,3-2	2,74		1,8-5,1
4) Plinipites Bolch.	2	2,48	6-16	11	5,3-19	16,77		16,7-20,6
5) тип Pinus	1	0,16	0,4	—	—	—		—
6) рода Protolaploxyrinus Sam.	1	0,25	0,1	—	—	—		—
7) рода Protodiploxypinus Sam.	8-11,5	19,5	8-17,2	20	8-13	14-49		9,1-17,5
8) Paleopiceae Bolch.	0,5-2,8	2,25	1,4-5,6	2,6	1,3-2,5	5,04		5
9) тип Piceae	0,1-0,5	0,09	0,05-0,3	0,2	0,2	0,18		0,07-0,1
10) Piceapites Bolch.	0,8-2	0,25	0,1-0,6	0,45	0,3-0,6	0,72		0,3-0,46
11) Protoabies Bolch.	0,16	0,08	0,6-1,5	0,2	—	1,53		0,9-1,2
12) тип Abies	—	—	0,03-0,6	0,25	0,15	0,19		0,05
13) Keteleeria	—	0,08	0,08-0,2	0,48	0,28	0,04		0,04-0,1
14) Protocedrus Bolch.	—	—	—	—	0,06	0,47		0,12-0,2
15) Pseudopiceae Bolch.	—	—	—	—	—	0,23		0,07-0,4
16) Pseudolarix Bolch.	—	0,08	0,6	—	—	0,03		0,03
17) Quadraeculina anellaeformis Mal	1,6	0,42	0,1-0,7	0,25	0,5-1	—		—
Итого сем. Pinaceae:	22,5-30	31,4	30-42	41,3	26-36	53,81		42,2-52
4. — Сем. Araucariaceae	5-8	5-6	5-11	5,15	3-4	7,35		5-6
5. — Сем. Podocarpaceae	1,3-3	0,84-1	0,6-2,2	1	0,2-1,2	0,78		1,2-1,4
6. — Сем. Taxaceae	0,6-4	2,16-3	0,4-5,4	1,2	1-1,9	0,23		0,7-0,8
7. — Сем. Cupressaceae	0,16	0,3-0,5	0,1-1,7	0,3	0,4-1,5	1,11		0,8-1,84
8. — Палеозойские голосеменные								
Род Florinites								
1) Pseudowalchia Bolch.	0,45	0,25	0,42	—	0,29	0,03		0,2-0,4
2) Walchiapites Bolch. и др.	1-2,5	1,16	0,23	—	—	—		—
Итого палеозойских голосеменных:	1,4-3	1,41	0,65	—	0,29	0,03		0,2-0,4

II. Кл. Caytoniales
 III. Кл. Cordaitales
 IV. Кл. Ginkgoales

О возрасте и стратиграфическом расчленении угленосной толщи...

63

5. — Сем. Podocarpaceae	1,3-3	0,84-1	0,6-2,2	1	0,2-1,2	0,78	1,2-1,4
6. — Сем. Taxaceae	0,6-4	2,16-3	0,4-5,4	1,2	1-1,9	0,23	0,7-0,8
7. — Сем. Cupressaceae	0,16	0,3-0,5	0,1-1,7	0,3	0,4-1,5	1,11	0,8-1,84
8. — Палеозойские голосеменные							
Род Florinites							
1) Pseudovalchia Bolch.	0,45	0,25	0,42	—	0,29	0,03	0,2-0,4
2) Walchiapites Bolch. и др.	1-2,5	1,16	0,23	—	—	—	—
Угленосные, ископаемые:	1,4-3	1,41	0,65	—	0,29	0,03	0,2-0,4
II. Кл. Caytoniales	8	4,1	2	—	—	—	—
III. Кл. Cordaitales	1,1	0,2-2,2	0,03-1	—	—	—	—
IV. Кл. Ginkgoales	13,6-25	8,4-15	3,5	7,4	9,4	5,47	8,6-12,2
V. Кл. Cycadales	0,5-1,3	0,75-1,4	0,5-3,7	1	2,3-3,3	2,26	3-5,7
VI. Кл. Bennettiales	—	—	0,06-0,2	0,05	0,05	0,08	0,2
Всего голосеменных:	70-74	70-75	63-70	73	56-60	72,1	72-80
VII. Кл. Calamariales	0,5-2	0,1-0,5	0,06-1	—	0,25	0,15	0,14-0,2
VIII. Кл. Equisetales	—	0,08	0,06-0,38	0,1	0,05-0,7	0,15	0,16-0,33
IX. Кл. Filicales							
1. — Сем. Gleicheniaceae	—	—	0,05-0,2	—	0,1	0,72	0,06-0,6
2. — Сем. Osmundaceae	3	0,7-5	0,78-7,46	1,45	0,6-1,4	9,43	7,7-8,1
3. — Сем. Marattiaceae	2	0,34	0,4-0,75	0,05	0,42	0,12	0,14-0,18
4. — Сем. Hymenophyllaceae	7,5-8,1	0,25-1,25	3-4,5	0,25	0,3-2,2	1,69	0,84-1,67
5. — Сем. Cyatheaceae	2	11-17,5	10-23	24	31-45	13,3	8,7-15,7
6. — Сем. Dipteridaceae	0,5	1-3	0,7-10	0,05	0,3-0,9	0,47	0,3
7. — Сем. Polypodiaceae	0,32	3-5	0,1-0,67	0,45	0,2	0,23	0,16-0,3
8. — Сем. Matoniaceae	1	0,2-0,75	0,03-0,5	—	0,05	—	—
Всего папоротников:	16-17	24,5	27,5	26,3	36,47	25,9	18-27
X. Кл. Lycopodiales							
1. — Сем. Lycopodiaceae	0,6-1,5	0,08-1,75	0,2-1,3	0,3	1,48	0,39	0,07-0,6
2. — Сем. Selaginellaceae	0,16	0,08-0,25	0,7-2,2	0,15	0,2-1,3	1	0,5
Всего плауновых:	0,8-1,5	0,2-2	2,5	0,45	0,2-2,7	1,39	0,6-1,1
XI. Пыльца неизвестной систематической принадлежности (табл. III, фиг. 41-45).	—	3	2,14-5,3	0,15	—	—	0,05-0,1
XII. Споры неизвестной систематической принадлежности							
1. — Bullulina vulgaris Mal.	1-2	0,5-1,3	0,44	—	0,02	—	—
2. — Nigrina exinelloides Mal.	0,5	0,16	0,1-0,2	—	—	—	—
3. — N. nigrilaelaeformis Mal.	1,2-2	0,08	0,1	—	—	—	—
4. — Tripartina variabilis f. tipica sf. trichacantha Mal.	—	—	—	—	0,5	0,08	0,11
5. — Acanthotriletes Naum.	1,5-2	0,17	0,07	—	—	—	—
6. — Lophotriletes Naum.	0,5-2,1	0,25	0,07	—	0,05	—	0,03
7. — Zonales Naum.	—	0,17	0,1	0,05	0,1	—	—
8. — Zonotriletes Naum.	—	0,17	0,07	0,2	—	0,04	0,03
9. — Zonolophotriletes Naum.	—	0,17	0,2	—	—	—	0,04
10. — Leiozonotriletes Naum.	—	0,08	0,4	—	—	—	—
11. — Acanthozonotriletes Naum.	—	0,17	0,13	—	—	—	—
12. — Прочие	0,5-2	0,31	0,8	—	0,57	0,08	0,24
Всего:	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

ским признакам напоминают *Triquetrella cardiformis* var. *punctata* Mal., встречающую В. С. Малявкиной в верхнетриасовых отложениях Урала, Эмбенского района и Сагыза в Западном Казахстане [10].

Помимо перечисленных форм, следует отметить наличие спор *Bullina vulgaris* Mal. (1—2%) и *Nigrina exinelloides* β -subglabrata sp. et. var. n. Mal. (0,5—2%), широко распространенных в триасовых отложениях Донбасса и в рет-лейасовых отложениях Западного Казахстана. Кроме того, в этой свите встречаются реликты палеозойской флоры, представленные растительностью рода *Florinites* (1—3%), кордантовыми (1%) и пыльцой древних хвойных рода *Protolaploxyrinus* Sam. и рода *Protodiploxyrinus* Sam. с ребристой поверхностью экзины тела (1,5—2%).

Сходство приведенного спорово-пыльцевого состава с комплексами триасовых отложений Эмбенского района, Донецкого бассейна и восточного склона Урала, а также другие отмеченные выше признаки позволяют отнести их к тому же возрасту. Следует лишь отметить некоторую своеобразность флоры триаса Майкюбеня, отличающуюся от уральской флоры триаса и Западного Казахстана наличием остатков палеозойской растительности и единичностью шишконосцев, что сближает ее больше с сибирской мезозойской флорой Ангарины.

В спорово-пыльцевом комплексе сарыкульской свиты, в отличие от конгломератовой, основную роль среди преобладающей пыльцы голосеменных растений (63—75%) играют хвойные (52—65%). Это происходит за счет увеличения с 7 до 17% древней пыльцы хвойных примитивного строения—*Protoconiferae* Bolch. и *Paleoconiferae* Bolch., прототипов пыльцы хвойных семейства *Pinaceae* типа *Paleopiceae* Bolch. — с 8 до 20%, *Paleopinus* Bolch. — с 1 до 3,5% и в меньшей степени — пыльцы, близкой роду *Pinus*. Для большинства пыльцевых зерен *Paleopinus* Bolch. характерно наличие поперечной складчатости (табл. II, фиг. 4), что связывает их генетически с древним родом хвойных *Protolaploxyrinus* Sam.

Из других хвойных растений, также в большом количестве, встречена пыльца семейства *Araucariaceae* (8—10%) и морфологически близкая ей пыльца (табл. III, фиг. 38—40). Затем следует отметить наличие пыльцы хвойных семейства *Taxaceae* в количестве до 5%, *Podocarpaceae* — до 2,2% и *Cupressaceae* (?) — до 1,7%.

Особенно характерной для этой свиты является пыльца, изображенная на табл. III, фиг. 41—45, встречающаяся в количестве до 50% только в этой свите, но, к сожалению, неизвестной систематической принадлежности.

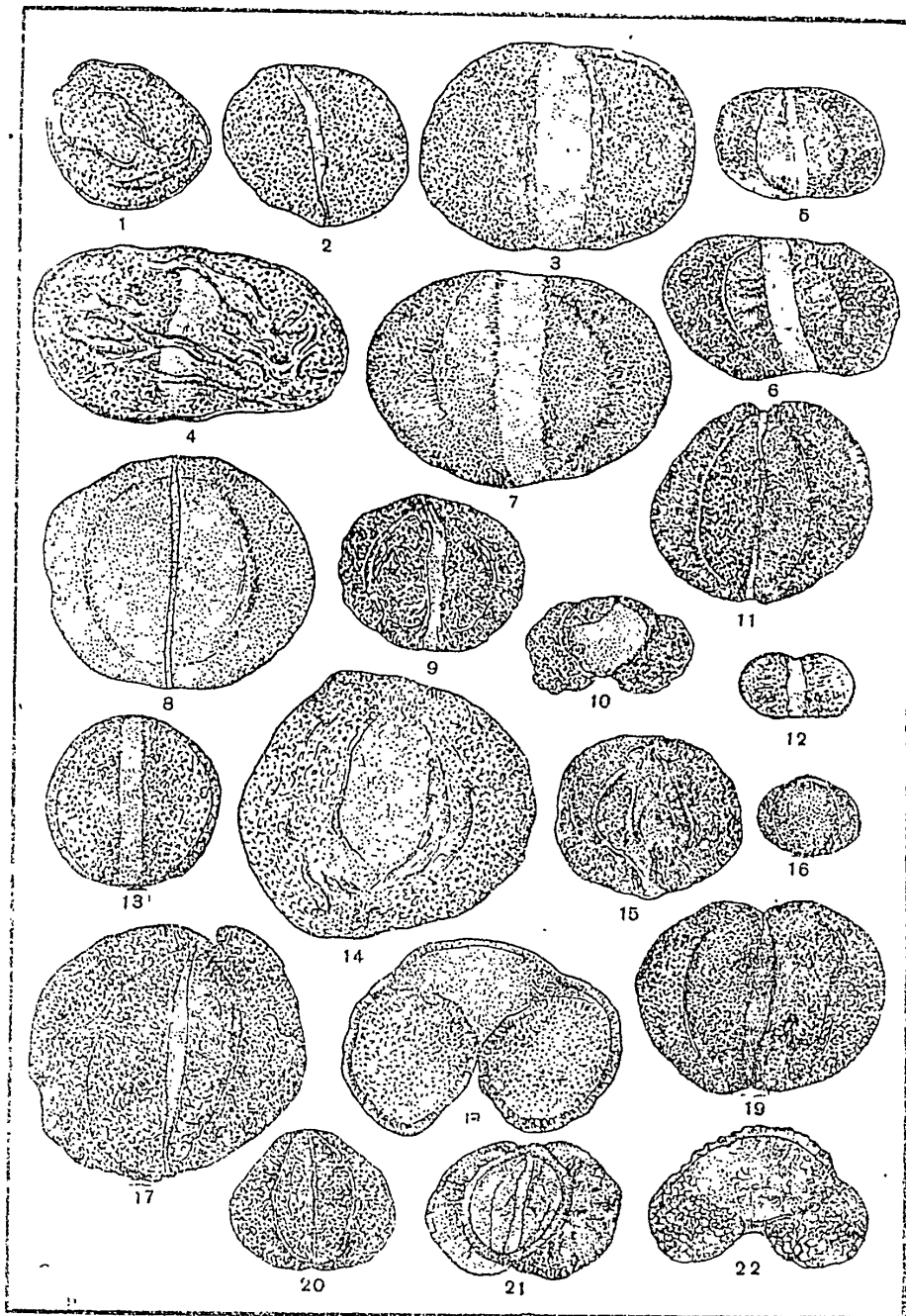
Количество пыльцы гинкговых в сарыкульской свите несколько уменьшилось 8—15% в нижней части свиты и 3—5% в верхней, с преобладанием в нижней части триасовых видов (табл. IV, фиг. 51—55), а в верхней — нижнеюрских (табл. IV, фиг. 56—62).

Пыльца саговниковых растений встречена в количестве от 0,5 до 3,7% с преобладанием экземпляров, близких роду *Zamia*.

Из папоротников в сарыкульской свите следует отметить значительное увеличение, в сравнении с конгломератовой свитой, спор сем. *Cyatheaaceae* (до 23%) за счет форм, изображенных на табл. IV, фиг. 122—126, *Polypodiaceae* — с 0,3 до 4,7%, уменьшение спор семейства *Hymenophyl-*

Объяснение к таблице II. Пыльца хвойных: 1.—*Paleoconiferae* Bolch.; 2.—*Protoconiferae* Bolch.; 3, 4.—*Paleopinus* Bolch.; 5, 6, 7.—*Pseudopinus* Bolch.; 8, 9.—*Protopinus* Bolch. (*Dipterella latipes* f. *obbatinoides* Mal.); 10.—тип *Pinus*; 11.—*Pinupites* Bolch.; 12.—*Caytonia* sp.; 13.—*Piccapites* Bolch.; 14, 15.—*Paleopiceae* Bolch.; 16.—*Pseudolarix* Bolch.; 17.—тип *Piceae*; 18.—*Protocedrus* Bolch.; 19.—*Pseudopiceae* Bolch.; 20.—*Protoabies* Bolch.; 21.—тип *Abies*; 22.—тип *Keteleeria*. $\times 450$.

Таблица II



laseae и особенно Marattiaceae и Matoniaceae. В верхней части свиты отмечается появление спор семейства Gleicheniaceae и, в частности, *Gleichenia delicata* Bolch. Споры семейства Osmundaceae не имеют руководящего значения, хотя и встречаются в количестве до 7%.

Из других растений, встречаемых в этой свите, следует отметить присутствие хвощей (0,06 — 0,38%), каламитов (0,06 — 1,7%) и плауновых: сем. Lycopodiaceae — 0,08 — 1,75% и Selaginellaceae — 0,08 — 2,75%.

Из спор неизвестной систематической принадлежности наибольшего внимания заслуживают: *Bullulina vulgaris* Mal., составляющая в нижних горизонтах свиты 0,5 — 1,25% всего состава и в верхних — 0,03 — 1,04%, *Nigrina exinelloides* Mal. в количестве 0,1 — 0,2% и *N. nigritelaeformis* Mal. — 0,08 — 0,12%. Остальные споры, ближе неопределимые, как подгруппы *Lophotriletes* Naum., *Zonales* Naum., *Zonotriletes* Naum. и другие, встречаются в количестве, не превышающем 0,2%.

Как видно из данных, приведенных в таблице, спорово-пыльцевой состав верхней и нижней частей сарыкульской свиты различен. Это является основанием для расчленения ее на две подсвиты: нижнюю, сходную по спорово-пыльцевому составу с конгломератовой, и верхнюю, близкую к песчано-конгломератовой свите.

В нижней подсвите, кроме спор перечисленных выше растений, встречаются реликты палеозойской растительности, те же, что и в конгломератовой свите, и примерно в тех же количественных соотношениях. Сходство ее с конгломератовой свитой выражается и бедностью видового состава пыльцы хвойных растений семейства Pinaceae, а также общностью и количеством преобладанием одних и тех же форм.

Отличительным признаком нижней подсвиты сарыкульской свиты от конгломератовой является появление своеобразных форм пыльцы, о которых упоминалось выше (фиг. 44, 45).

В верхней подсвите сарыкульской свиты палеозойские голосеменные почти не встречаются, количество хвойных мезозойского облика значительно увеличивается, а число гинкговых еще больше сократилось, хотя среди последних видное место продолжают занимать триасовые виды. Кроме того, отмечено появление пыльцы беннеттитовых.

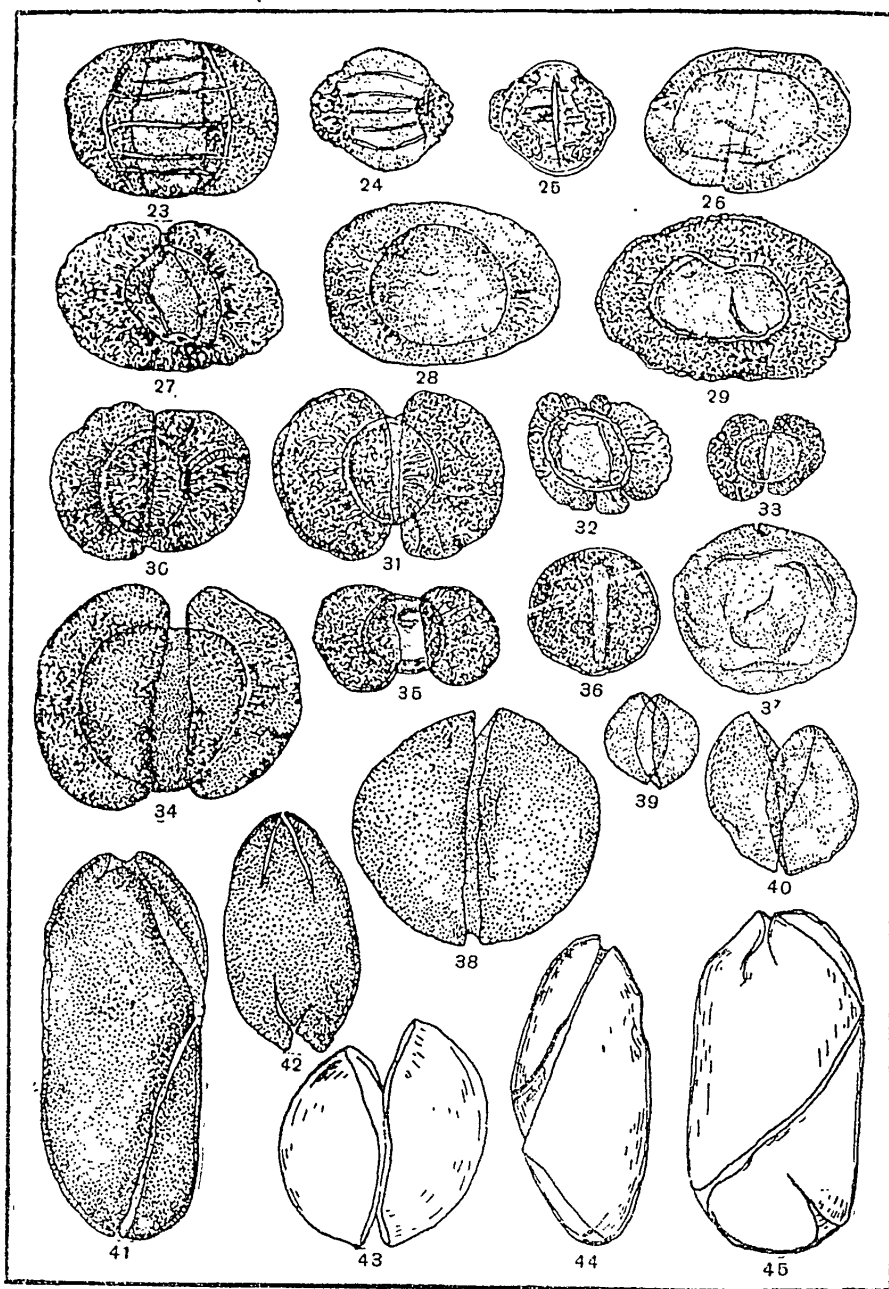
Верхняя подсвита по спорово-пыльцевому составу относится к юре, точнее — к нижнему лейасу, а нижняя, сходная с конгломератовой свитой, — к триасу. Граница между триасом и нижней юрой устанавливается по исчезновению реликтов палеозоя и господству типично юрской флоры с большим количеством хвойной растительности, с которой одновременно совпадает появление в разрезе большего числа угольных пластов.

Спорово-пыльцевой состав обеих подсвит сарыкульской свиты выдерживается на всей площади бассейна, и на основании этих данных они были установлены во многих точках бассейна.

Руководящий спорово-пыльцевой состав песчано-конгломератовой свиты близок спорово-пыльцевому комплексу верхней подсвиты сарыкульской свиты, но со своими характерными особенностями. Здесь так же, как и в верхах сарыкульской свиты, преобладающей группой растений-углеобразователей были голосеменные растения (56 — 73%). Почти все это количество приходится на пыльцу хвойных растений (40 — 64%), остальной, незначительный, процент составляют гинкговые (7 — 9%), саговниковые (1 — 3%) и беннеттитовые (0,05%).

Объяснение к таблице III. Пыльца хвойных: 23, 24—*Protodiploxypinus* Sam.; 25—*Protodiploxypinus* Sam.; 26—*Pseudowalchia* Bolch.; 27, 28—из рода *Florinites*; 29—*Walchia* Bolch.; 30—*Podocarpites* Bolch.; 31—35—*Podocarpaceae*; 36—*Dacrydium* sp.; 37—*Araucariaceae*; 38—40—*Araucariaceae*?; 41—45—*Incertae sedis* × 450.

Таблица III



части свиты от-
стности, Gleiche-
от руководящего

ет отметить при-
) и плауновых:
08 — 2,75%.

и наибольшего
иона в нижних
— 0,03 — 1,04%,
nigritellaeformis
имые, как по, t-
s Naum. и дру-

орово-пыльцевой
тнчен. Это яв-
нижнюю, сход-
верхнюю, близ-

растений, встре-
и в конгломера-
шениях. Сходст-
видового состава
общностью и ко-

льской свиты от
пыльцы, о кото-

е голосеменные
обли, значи-
кратно юсь, хотя
совые виды. Кро-

относится к юре,
омератовой сви-
устанавливается
юрской флоры с
одновременно
пластов.

ой свиты выдер-
данных они бы-

конгломератовой
свиты сарыкуль-
десь так же, как
растений-угле-
Почти все это
— 64%), осталь-
— 9%), сагови-

xurpinus Sam; 25—
да Florinites; 29—
ae; 36—Dacrydium
ae sedis X 450.

Из пыльцы хвойных растений в количественном отношении все так же выделяется пыльца предков семейства Pinaceae (26 — 41%), представленная значительно большим разнообразием, чем в предыдущих свитах. Из них следует отметить следующие: Palaeopiceae Bolch. (8 — 20%), типа Pinus (5 — 19%), Pseudopinus Bolch. (0,6 — 2,4%), Pinupites Bolch. (1,3 — 2%), типа Piceae (1,3 — 2,6%), Paleopinus Bolch. (0,7 — 1,5%), Protoabies Bolch. (0,3 — 0,6%), Protocedrus Bolch. (0,2 — 0,4%), Protopinus Bolch. (0,1 — 0,3%) и др.

Древняя пыльца хвойных типа Palaeoconiferae Bolch. и Protoconiferae Bolch. в нижней части свиты остается примерно в том же количестве, что и в верхней подсвите сарыкульской свиты (15%), но резко уменьшается (4 — 6,6%) к верхним горизонтам.

Пыльца рода Florinites, встречаемая в этой свите в незначительном количестве (0,29%), принадлежит более молодым, нижнеюрским, видам (табл. III, фиг. 26).

Кроме перечисленных растений, встречена пыльца хвойных других семейств: Araucariaceae (3 — 5%), типа Araucariaceae (0,1 — 0,2%), Podocarpaceae (0,1 — 1,2%), Taxaceae (1 — 1,9%), Cupressaceae (0,3 — 1,5%).

Среди пыльцы класса Ginkgoales преобладают также типично нижнеюрские формы, для которых характерна двуслойность и шагреневость экзины (табл. IV, фиг. 56, 58). То же самое касается и пыльцы класса Cycadales, большая часть пыльцевых зерен которой имеют шагреневую поверхность экзины (табл. IV, фиг. 67 — 70).

Споры папоротников в этой свите заслуживают особого внимания как по количеству (в среднем 36%), в сравнении с другими свитами, так и тем, что споры одного из семейств входят в число доминантов спорово-пыльцевого комплекса. К сожалению, достоверно систематическая принадлежность их не установлена. Для них характерно треугольное очертание и шагреневая поверхность экзины (табл. V, фиг. 122 — 129). По искусственной классификации они принадлежат подгруппе Trachylriletes Naum. Среднее количество их в спорово-пыльцевом составе — 20 — 40%, в отдельных анализах доходит до 48%. Из других птеридофитов в количестве 5 — 11% присутствуют споры папоротника рода Coniopteris, относящиеся к семейству Cyatheaceae, куда, по видимому, входят и руководящие споры подгруппы Trachylriletes Naum.

Характерно отметить значительное уменьшение, в сравнении с нижележащими свитами, количества спор сем. Hymenophyllaceae (0,2 — 2,2% против 4 — 8%) и Osmundaceae (0,6 — 1,4% против 3 — 7%). Споры других папоротников, как-то: Marattiaceae, Dipteridaceae, Polypodiaceae, Matoniaceae и Gleicheniaceae, встречаются в очень малых количествах (0,05 — 0,9%) и стратиграфического значения не имеют.

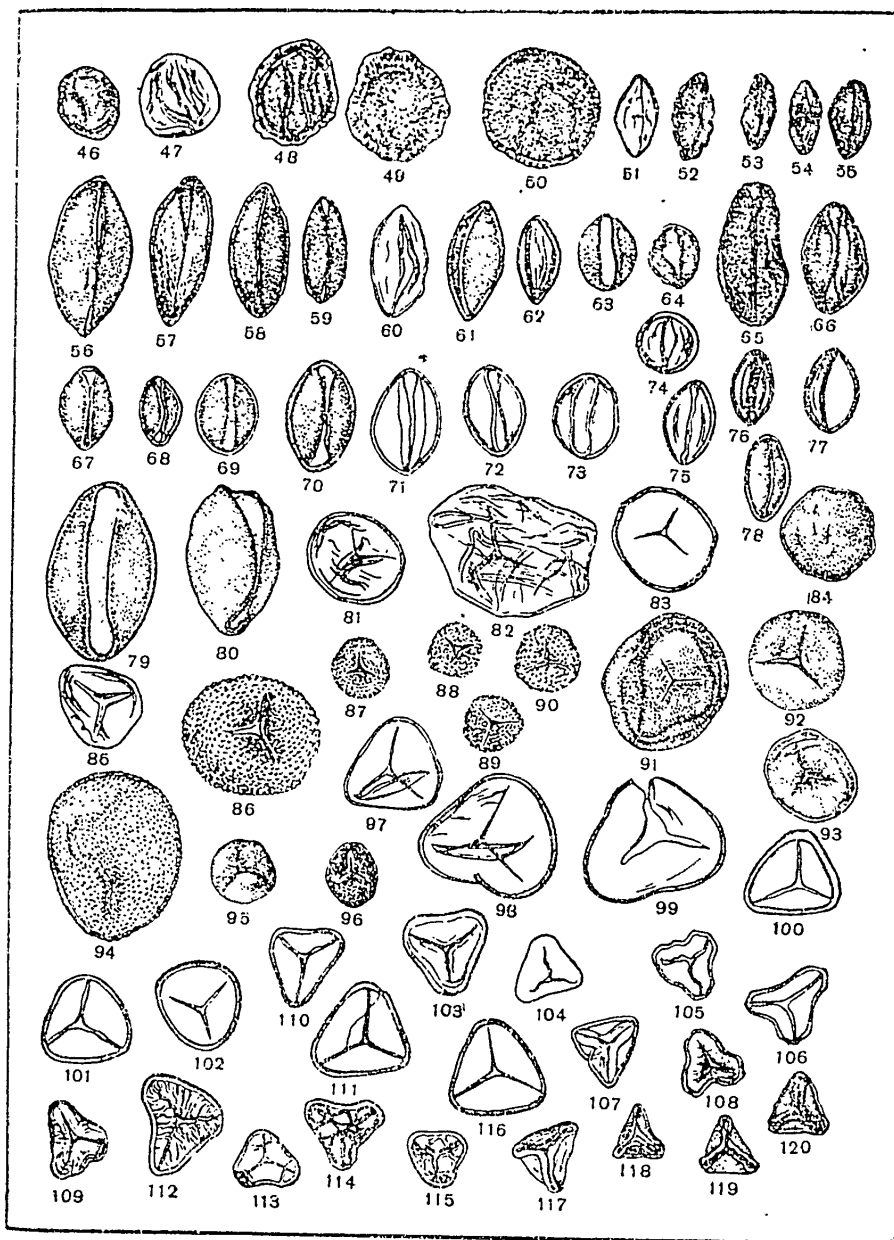
Из других растений, так же, как и в остальных свитах, в небольшом количестве встречены плауновые, плауновые, хвощи и каламиты.

Песчано-конгломератовая свита по спорово-пыльцевому составу тоже

Объяснение к таблице IV. Пыльца хвойных: 46—Taxaceae; 47—Cupressaceae; 48—Quadraculina anellaeformis Mal.; Пыльца прочих голосеменных: 49, 50—Cordaitales; 51—60—Ginkgoales; 61, 62—Ginkgoales; 63—76—Cycadaceae; 77, 78—Cycadaceae; 79, 80—Bennettitales. Споры хвощей, каламитов и папоротников: 81—Equisetales; 82—Calamariales; 83—Equisetales; 84—Bullulina vulgaris Mal.; 85—Gleichenia delicata Bolch; 86—Osmundaceae; 87, 88—Marattiaceae; 89, 90—Angiopteris sp.; 91—96—Hymenophyllaceae; 97—109—Cyatheaceae; 110, 111—Coniopteris sp.; 112—Tripartina variabilis f. typica Mal.; 113—Cibotium sp.; 114, 115—Cyatheaceae; 116—Hausmannia sp.; 117—Clathropteris sp. (Dipteridaceae auritulina obtusior Mal.); 118—120—Dipteridaceae × 450.



Таблица IV



ненн все так
— 41%), пред-
редыдущих свн-
ch. (8 — 20%),
Pinipites Bolch.
(0,7 — 1,5%),
(0,4%). Protopi-

Protoconiferac
количество, что
уменьшается

незначительном
юрским, видам

войных других
(0,1—0,2%). Po-
ssaceae (0,3 —

типично нижне-
нагревность
цы класса Су-
нагревную по-

то внимания как
витами, так и
антов спорово-
атическая при-
тольное очерт-
122 — { 29). По
Trachytriletes
е — 20 — 40%, в
итов в количест-
eris, относящие-
уководящие спо-

ивлении с ниже-
сae (0,2 — 2,2%
7%). Споры дру-
ypodiaceae, Ма-
ых количествах

х, в небольшом
ламнты.

му составу тоже

Cupressaceae?; 48—
9, 50—Cordaitales;
7, 78—Cycadaceae?;
1—Equisetales; 82—
Gleichenia delicata
s sp.; 91—96—Hy-
112—Tripartina va-
16—Hausmannia sp.;
18—120—Dipteri-

делится на две подсвиты: нижнюю, имеющую сходство с верхней подсвитой сарыкульской свиты, и верхнюю, близкую по составу с шоптыкульской свитой. Это сходство выражается, прежде всего, количеством примитивной пыльцы древних хвойных растений и незначительным количеством пыльцы неизвестной систематической принадлежности, характерных для сарыкульской свиты, но по наличию относительно большого количества спор папоротников подгруппы *Trachytriletes* Naum. легко отличаются от обеих.

Для спорово-пыльцевого состава шоптыкульской свиты характерно преобладание голосеменных растений (72—80%). В основном — это пыльца хвойных растений (54—68%), особенностью пыльцевого состава которых является почти полное исчезновение, в сравнении со спорово-пыльцевым составом нижележащих свит, древних форм типа *Paleosporiferae* Bolch. В верхних горизонтах свиты количество их составляет всего лишь 2%, в нижних — до 5%. Наибольший расцвет при накоплении этой части разреза принадлежал хвойным растениям более совершенного вида, близких пыльце рода *Pinus* (16—20%), *Abies* (0,9—1,5%), *Pinupites* Bolch. (1,8—5,1%), *Piceapites* Bolch. (0,07—0,18%), типа *Keteleeria* (0,05—0,2%), *Pseudopiceae* Bolch. (0,1—0,47%) и т. д.

Наряду с более совершенной пыльцой хвойных в значительном количестве продолжали существовать древние хвойные семейства *Pinaceae* типа *Paleopiceae* Bolch. (9—17%), *Protoabies* Bolch. (0,3—0,7%), *Protocedrus* Bolch. (0,04—0,16%). Следует отметить, что для шоптыкульской свиты характерно еще большее разнообразие пыльцы хвойных этого семейства, чем в предыдущих свитах.

Пыльца других хвойных растений принадлежит все тем же семействам, что и в остальных свитах, т. е. *Araucariaceae* (5—7%), *Podocarpaceae* (1,2—1,7%), *Cupressaceae* (0,8—1,8%), *Taxaceae* (0,2—0,8%), и единичным экземплярам пыльцы рода *Florinites* — *Pseudowalchia* Bolch.

Пыльца голосеменных растений других классов отвечает гинкговому, саговниковому, беннеттитовому, причем количество гинкговых увеличивается в направлении к более высоким горизонтам с 5,4% в нижних до 8—12% в верхних при наличии только нижнеюрских видов и полном исчезновении триасовых.

Количество пыльцы саговниковых растений в этой свите также несколько увеличивается в сравнении со всей нижележащей мезозойской толщей (2—5%). Количественно-качественный учет пыльцы этого класса растений в шоптыкульской свите служит коррелятивным признаком, так как в ее руководящем комплексе отмечено преобладание растений, редуцировавших пыльцу с гладкой, тонкой экзиной и часто с симметричными складками по сторонам борозды (табл. IV, фиг. 72—76). По отношению ко всему подсчитанному количеству пыльцы саговниковых эти виды в руководящем комплексе составляют до 80%.

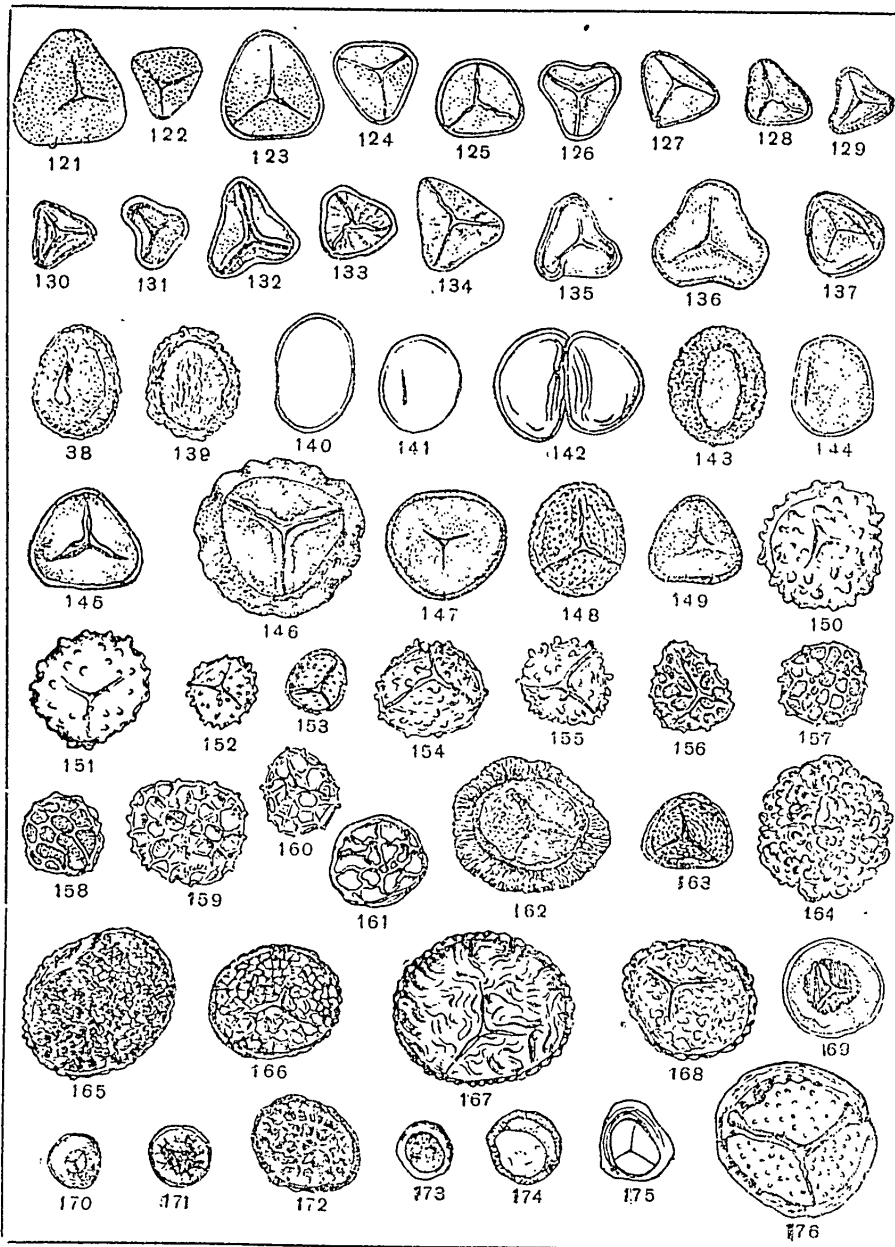
Пыльца беннеттитовых в шоптыкульской свите встречается в малом количестве и довольно однообразна, а кордантовые совсем не отмечены.

Довольно многочисленны, хотя и не преобладающие в шоптыкульской свите, представители птеридофитов (до 27%), особенно папоротников семейства *Cyatheaceae* и *Dipleridaceae*. В отдельных анализах этой

Объяснение к таблице V. Споры: 121—*Triquetrella cardiformis* v. *punctata* sp. ex. var. n. Mal.; 122—136—*Trachytriletes* Naum.; 137—*Nigrina exinelloides* f. *subglabrata* sp. et. var. n. Mal.; 138—145—*Polypodiaceae*; 146—149—*Matoniaceae*; 150—155—*Selaginellaceae*; 156—161—*Lycopodiaceae*; 162—*Hymenozonotrilites magnus* Naum.; 163, 164—*Lophotrilites* Naum.; 165, 166—*Zonolophotrilites* Naum.; 167, 168—*Zonotrilites* Naum.; 169—171—*Nigrina nigrifoliaeformis* Mal.; 172—174—*Zonales* Naum.; 175—*Leiozonotrilites* Naum.; 176—*Zonolophotrilites* Naum. $\times 450$.



Таблица V



с верхней подвиги-
у с шоптыкульской
нством примитив-
ным количеством
характерных для
пального количества
око огничаются от

внты характерно
В основном — это
ыльцевого состава
енин со спорово-
типа *Paleosconife-*
составляет всего
и накоплении этой
совершенного ви-
— 1,5%), *Pinupites*
типа *Keteleeria*

начительном коли-
мейства *Pinaceae*
(0,3 — 0,7%), *Proto-*
ти шоптыкульской
хвойных этого се-

е тем же семейст-
— 7%), *Podocarpa-*
е (0,2 — 0,8%), и
Podocarpina Bolch.
твечает гинкговым,
овых увеличивает-
нижных до 8 —
и полном исчезно-

свите также не-
щей мезозойской
льцы этого класса
ым признаком, так
е растений, редуци-
с симметричными
(6). По отношению
ых эти виды в ру-

тречается в малом
овсем не отмечены.
не в шоптыкуль-
особенно папоротни-
х анализах этой

ver punctata sp. ex.
bides B—subglabrata sp.
150—155—*Selagincl-*
nus Naum.; 163, 164—
—*Zonotriletes* Naum;
Naum; 175—*Leiozono-*
450.

свиты они составляют до 44%. В отличие от спорово-пыльцевого состава песчано-конгломератовой свиты, преобладающие споры подгруппы *Trichitriletes* Naum. здесь заменены гладкими формами треугольного очертания, отвечающими подгруппе *Leiotriletes* Naum. (табл. IV, фиг. 97 — 111), также входящими в эти семейства. Некоторые из них многими исследователями относятся к папоротникам *Comiopteris*, *Hausmannia* и *Cibotium* на основании их сходства со спорами, найденными в спорангиях ископаемых растений.

Кроме перечисленных папоротников, в этой свите встречены в довольно большом количестве (7 — 9%) споры папоротников семейства *Osmundaceae*, которые так же, как и споры подгруппы *Leiotriletes* Naum., в отдельных анализах достигают 42%. Из других папоротников в незначительном количестве встречены споры семейств *Gleicheniaceae*, *Marattiaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Polypodiaceae*, а также каламитов, хвощей и плауновых.

Шоптыкульская свита по спорово-пыльцевому составу так же, как и подстилающие ее свиты, делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Граница между ними устанавливается количеством хвойных *Paleoconiferae* Bolch. и *Protocniferae* Bolch., которые в нижней подсвите составляют 5—7%, а в верхней — 3—4%, при сходных прочих признаках.

Отличие нижней подсвиты шоптыкульской свиты от верхней подсвиты песчано-конгломератовой свиты заключается в преобладании спор подгруппы *Leiotriletes* Naum.

Интересно отметить отдельные находки в обеих подсвитах шоптыкульской свиты и верхней подсвите песчано-конгломератовой свиты спор *Tripartina variabilis* f. *typica* Mal. (табл. IV фиг. 112), известных из среднеюрских отложений Эмбенского района и Сагыза в Западном Казахстане [11]. Однако это не является основанием причислить отложения этих свит к тому же возрасту, а служит лишь указанием на принадлежность их к более высоким горизонтам нижней юры, так как руководящие спорово-пыльцевые комплексы их являются типично нижнеюрскими.

Повышенное содержание спор папоротников с одновременным уменьшением древней пыли хвойных растений и единичностью находок среднеюрских форм дает основание считать отложения этой части разреза мезозоя моложе, чем нижний лейас; повидимому, они отвечают среднему, а то и верхнему лейасу.

Однообразие спорово-пыльцевого состава в пределах отдельных свит и очень медленная смена его с глубиной не позволяют установить руководящие спорово-пыльцевые комплексы отдельных угольных пластов, поскольку работа в этой области продолжается, дальнейшие исследования, возможно, помогут подойти к решению и этого вопроса.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Болховитина Н. А. Пыльца хвойных из мезозойских отложений и ее значение для стратиграфии. «Известия Академии наук СССР», 9, серия геологическая, 1952, № 5.
- 2 Владимирович В. П. Пыльца и споры из угленосных толщ Казахской области. «Доклады Академии наук СССР», 1950, т. 74, № 2.
- 3 Горский И. И. Геотектонические условия формирования нижнемезозойских буроугольных месторождений Казахстана. Труды лаборатории геологии угля, в. II, 1954, 4. Геология СССР, т. XX, ч. 1, М. — Л., 1941, стр. 420.
- 5 Егоров А. И. Майкюбенский буроугольный бассейн. В кн.: Ископаемые угли Казахстана, т. 2, вып. 1, 1938.
- 6 Зауер В. В. и Мчедlishvili Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений г. Тюмени. Труды ВСЕГЕИ. Материалы по палинологии и стратиграфии. Сборник статей, 1954.
- 7 Иванчин-Писарева Н. А. О стратиграфии и условиях накопления уголь-

ных пластов Челябинского бассейна. «Доклады Академии наук СССР», новая серия, 1946, т. 52, № 6.

8. Криштофович А. Н. и Припада В. Д. О рэт-лейасовой флоре Челябинского бурогольного бассейна Восточного Урала. Труды Всесоюзного геологического объединения, вып. 346, 1933.

9. Касин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

10. Малявкин В. С. Верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские спорово-пыльцевые комплексы Восточного и Западного Приуралья. Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 75, 1953.

11. Малявкин В. С. Определитель спор и пыльцы (юра-мел). Гостоптехиздат, М — Л., 1949.

12. Покровская И. М. Основные этапы развития растительности Урала в течение мезозоя и кайнозоя по данным пыльцевого анализа. Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу. Изд. МГУ, 1950.

РЕЗЮМЕ

Мақалада, Майкөбе бассейнінің свиталарының тау жыныстарын зерттеуден алынған споро-пыльца мәліметтері жарияланады. Бұл мәліметтер бассейнінің көмірлі қыртыстарының жасын және стратиграфиясының дұрыстығын дәлелдеуге мүмкіншілік тудырады.

пыльцевого состава
ды подгруппы Тра-
угольного очерта-
бл. IV, фиг. 97 —
з них многими ис-
Hausmannia и Si-
ыми в спорангиях

стречены в доволь-
смейства Osmun-
cles Naum., в ог-
ков в незначитель-
eae, Marattiaceae,
хвоцей и плау-

аву так же, как и
ною и верхнюю.
ойных Paleospori-
двите составляют
наках

верхней подслиты
дании спор под-

свитах шонтыкуль-
ой свиты спор Tri-
естных из средне-
падном Казахста-
ть отложения этих
а принадлежность
руководящие спо-
юрскими.

временным умень-
стью паходок сред-
части разреза ме-
счают среднему, а

ах отдельных свит
установить руково-
ных пластов, по
ише исследования.

отложений и ее зна-
серия геологическая,

ых толщ Казахстан-

ния нижнемезозойских
ологии угля, в. II, 1954.

ки.: Ископаемые угли

ьцевые комплексы ме-
И Материалы по па-

ниях накопления уголь-

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Е. В. ПОСОХОВ

ОБ ОСВОЕНИИ БОГАТСТВ КУРГАЛЬДЖИН-ТЕНИЗСКИХ ОЗЕР

В газете «Казахстанская правда» за № 248 от 19.X — 1955 г. напечатана статья С. Кольцова и А. Дубовицкого «Богатства Кургальджинских озер», в которой правдиво и красочно повествуется о разнообразии видов и изобилии рыб и птиц, населяющих крупное пресное озеро Кургальджин и другие озера низовий р. Нуры. Однако, несмотря на большое народнохозяйственное значение этого поистине «сказочного уголка» Центрального Казахстана, богатства его не только не используются должным образом, но даже постепенно уничтожаются (как сказано в статье) по причине бесхозяйственности, произвола и браконьерства. Более того, вследствие неправильного ведения водного хозяйства озеро Кургальджин находится под угрозой полного высыхания. Так, в 1939 — 1940 гг. оно почти полностью высохло. С целью предотвращения дальнейшего высыхания на реке Нуре, в урочище Аблай, т. е. между проточным оз. Кургальджин и бессточным оз. Тениз, построили плотину, которая в дальнейшем была размыта.

Для поддержания уровня воды в высыхающем оз. Кургальджин авторы статьи рекомендуют восстановить плотину в урочище Аблай. Рациональность предлагаемого мероприятия не подлежит сомнению. Однако необходимо отметить, что при освоении богатств Кургальджинских озер следует иметь в виду экономическое значение горько-соленого оз. Тениз, расположенного всего в 10 км от оз. Кургальджин.

По заданию Геологического института Академии наук Казахской ССР мною трижды (в 1942, 1943 и 1947 гг.) исследовались озера Кургальджин-Тенизского бассейна с целью изучения оз. Тениз как источника получения сульфата натрия. Еще в 1943 г. мною было указано на необходимость восстановления плотины в урочище Аблай, правда, не для сохранения оз. Кургальджин, а для предотвращения от излишнего обводнения оз. Тениз, поскольку объектом моего внимания было последнее озеро. Если для пресного рыбного оз. Кургальджин водное питание жизненно необходимо, то для минерального оз. Тениз поступление больших масс речной воды является вредным фактором, так как при этом резко снижается концентрация солей в рапе и она становится непромышленной.

Таким образом, предлагаемые С. Кольцовым и А. Дубовицким мероприятия будут иметь двойное назначение: в результате их осуществления, с одной стороны, будет поддерживаться нормальный водный режим в оз. Кургальджин, а с другой — явится возможность сохранять более выгодную для эксплуатации концентрацию рапы в оз. Тениз.

Богатства Кургальджин-Тенизского района не ограничиваются рыб-

Вып. 21

ными и охотничьими промыслами, к ним надо присовокупить огромные минеральные ресурсы оз. Тениз, которое до сих пор еще не включено в орбиту промышленного использования. Следовательно, возникает проблема комплексного освоения разнообразных богатств Кургальджин-Тенизских озер. В связи с затронутыми вопросами необходимо привести некоторые основные сведения об оз. Тениз.

Оз. Тениз давно привлекает внимание исследователей. Первое исследование озера было проведено в 1898 г. экспедицией Русского географического общества под руководством П. Г. Игнатова, а результаты были опубликованы в 1900 г. [1]. Эта экспедиция пересекла озеро и измерила его глубину в ряде створов главного плёса и северо-восточного залива. П. Г. Игнатов не дает сведений о химическом составе озерной воды, а ограничивается лишь указанием, что вода в нем горькая, но содержание солей не особенно велико.

В августе 1934 г. сотрудники Казахской базы Академии наук СССР С. К. Калинин и А. Д. Джумабаев посетили оз. Тениз и произвели отбор проб рапы из озер Тениз и Актайлак, а также из р. Нуры и связанных с ней проточных пресноводных озер [2]. На основании полученных данных А. В. Николаев ориентировочно подсчитал запасы солей в водной фазе оз. Тениз [3]. Затем, как уже было сказано, неоднократно посещал это озеро автор настоящей статьи [4].

Летом 1949 г. оз. Тениз обследовала гидрохимическая партия Всесоюзного научно-исследовательского института гальургии (ВНИИГ) в составе И. Д. Карпинка, Я. И. Тычино, Л. В. Федорова [6].

Оз. Тениз является одним из наиболее крупных соляных озер на территории Советского Союза. Его уровень, а также соленость подвержены в многолетнем и годовом разрезе резким колебаниям. По литературным данным [6], наиболее низкие уровни озера были в 1930—1933 и 1940 гг.; а самым низким из них был уровень 1940 г., после чего наступил период подъема. В 1949 г. уровень, по наблюдениям сотрудников ВНИИГа, был максимальным. Однако о дальнейших изменениях уровня озера сведений у автора не имеется.

В зависимости от того, находится ли озеро в стадии обводнения или усыхания, происходит то разбавление, то увеличение концентрации рапы [5]. В прилагаемой таблице 1 сведены имеющиеся данные о минерализации рапы оз. Тениз в различные годы.

Как видно из данных таблицы, соленость рапы оз. Тениз подвержена резким колебаниям. Значительные изменения концентрации рапы отмечаются в течение лета, что видно из сравнения двух проб, отобранных в разные месяцы у восточного мыса северо-восточного залива.

Сильное падение минерализации отмечается в 1949 г., когда она не достигала даже концентрации морской воды (3,5%). Такая широкая амплитуда колебания минерализации рапы озера обусловлена питанием его реками, вносящими в него во влажные годы большие массы пресных вод, тогда как в засушливые годы поступление вод из рек резко уменьшается или прекращается совсем. В засушливом 1955 г. соленость рапы в оз. Тениз значительно повысилась, что наблюдалось автором летом указанного года на других соляных озерах Центрального Казахстана.

Главным источником питания оз. Тениз является р. Нура, впадающая в него с восточной стороны и до впадения в озеро проходящая через ряд проточных пресных озер. С юго-восточной стороны в оз. Тениз впадает менее мощная р. Кон с притоком Куланутмес. Весной эти реки сбрасывают в озеро миллионы кубометров воды, вызывающей резкое опреснение рапы. Летом же питание совершается только со стороны Нуры, и то в крайне незначительных размерах.

Минерализация рапы оз. Теннз

Таблица 1

Дата	Автор	Место отбора пробы	Соленость в проц.
10/VIII 1934 г.	С. К. Калинин	Главный плёс	11,9
17/VIII	А. Д. Джумабаев	Северо-восточный залив	18,2
24/VI 1943 г.	Е. В. Посохов	Восточный мыс северо-восточного залива	6,1
2/VII	"	Северная часть главного плёса	8,2—8,5
27/VII	"	Южная часть главного плёса	10,1—12,7
23/VIII	"	Там же	13,7
27/VII 1947 г.	"	Там же	9,6
30/VII и 31/VII 1949 г.	О. Д. Кашкаров, И. Д. Карпюк, Я. И. Тычино	Главный плёс	2,3—3,0
31/VIII 1949 г.	"	Северо-восточный залив	3,8

По своему солевому составу рапа оз. Теннз относится к рассолам, богатым сульфатом натрия. При огромных размерах озера запасы этой соли должны быть неисчерпаемыми. Экспериментальные исследования сотрудников ВНИИГ'а показали, что рапа оз. Теннз после ее испарения до содержания суммы солей свыше 17% является хорошим сырьем для производства мирабилита, поскольку выход последнего при охлаждении до 8—10° составляет от 100 до 152 кг из 1 м³ рапы [6].

На пути эксплуатации запасов сульфата натрия оз. Теннз возникает серьезное затруднение — неустойчивость его гидрохимического режима. Устранить это затруднение можно регулированием поверхностного стока рек Нуры и Кона. По мнению автора, в данных условиях эту задачу целесообразнее разрешать посредством сооружения ряда низконапорных плотин со шлюзами с использованием в качестве естественных водохранилищ озер в низовьях р. Нуры и крупных плёсов на р. Кон. Весенние воды, которые почти ежегодно поступают в больших количествах в оз. Теннз и там бесполезно испаряются, будут наполнять пресные рыбные озера, а часть вод можно употреблять на орошение полей, сенокосных угодий и для других хозяйственных целей.

В заключение следует отметить актуальность и своевременность постановки проблемы освоения богатств Кургальджин-Теннзских озер, которая требует скорейшего разрешения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Игнатов П. Г. Теннзо-Кургальджинский озерный бассейн в Акмолинской области «Известия Императорского русского географического общества», СПб, XXXII, 1900
2. Калинин С. К. и Джумабаев А. Д. Физико-химическая рекогносцировка Кургальджин-Теннзского бассейна. Труды Казахской базы [Академии наук СССР]. Вып 3, М., Изд-во АН СССР, 1936.
3. Николаев А. В. К вопросу о речном сульфатном накоплении. Труды Казахской базы [Академии наук СССР] Вып 3, М., 1936
4. Посохов Е. В. Соляные озера Теннз-Кургальджинского бассейна. «Известия Академии наук Казахской ССР», 1949, вып. 10.
5. Посохов Е. В. Об опреснении соляных озер Северного Казахстана. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1947, № 3
6. Кашкаров О. Д., Карпюк И. Д. и Тычино Я. И. Озеро Теннз. Труды Всесоюзного научно-исследовательского института галургии Л., вып XXIII, 1952.

Таблица 1

бы	Соленость в проц.
	11,9
лив	18,2
еро-	6,1
ного	8,2—8,5
ого	10,1—12,7
	13,7
	9,6
	2,3—3,0
лив	3,8

рассолам, бо-
запасы этой
исследования
ее испарения
сырьем для
и охлаждении

ениз возникает
кого режима.
ностью стока
эту задачу це-
низкопарных
ных водохра-
Кон. Весенние
ствах в оз. Те-
рыбные озера,
косных угодий

ременность по-
ских озер, ко-

в Акмолинской
ва», СПб, XXXII,

рекогносцировка
Академии наук

енин. Труды Ка-

бассейна. «Изве-

захстана «Вест-

ро Тениз. Труды:
XXIII, 1952.

И. И. ТОЛМАЧЕВ

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА АССИМИЛЯЦИЮ КСЕНОЛИТОВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГРАНИТНОЙ МАГМОЙ

При изучении гранитной интрузии, внедрившейся в допалеозойские метаморфические породы, представленные биотитовыми и биотит-мусковитовыми гнейсами, в гранитах наблюдались отдельные оплавленные и остроугольные обломки этих пород.

Гранитная интрузия имеет выход на дневную поверхность. В результате механического выветривания останцы гранита приобрели причудливые формы колонн. Достигая высоты 40—60 м, они резко выделяются среди холмистой местности и в большинстве случаев располагаются на вершине холмов.

Среди одного из таких обнажений гранита имеются включения вмещающих пород, представляющие собой остроугольные обломки со средними размерами 30×15 см (деталь А).

Непосредственно возле этого обнажения расположен карьер глубиной 30—40 м, в котором разрабатывается гранит в качестве строительного материала. В нем, как вблизи подошвы, так и выше ее (3—6 м), четко выделяются обломки гнейсов, но уже эллипсовидной или округлой формы. Размеры их различны (40×10, 10×10 см, деталь В), причем чем меньше величина обломков, тем они быстрее растворяются в гранитной магме и тем более округлы их формы.

Наличие остроугольных и оплавленных обломков вмещающих пород, располагающихся на различных высотных отметках в интрузиве (см. общий вид), говорит о влиянии температуры при процессах ассимиляции в гранитной магме. Верхняя, периферическая часть ее остывает быстрее, чем глубинная, и процесс переплавления обломков вмещающих пород в верхней части магмы происходит не полностью или даже совсем не происходит. В более глубоких частях расплава, остывающих медленнее, чем крайняя периферия интрузии, ассимиляционные явления могут протекать на более высокотемпературном уровне и с большей медленностью, благодаря менее быстрому снижению теплового уровня расплава. В данном случае разница высоты в расположении ксенолитов в 30—50 м обуславливает

ПЛАН

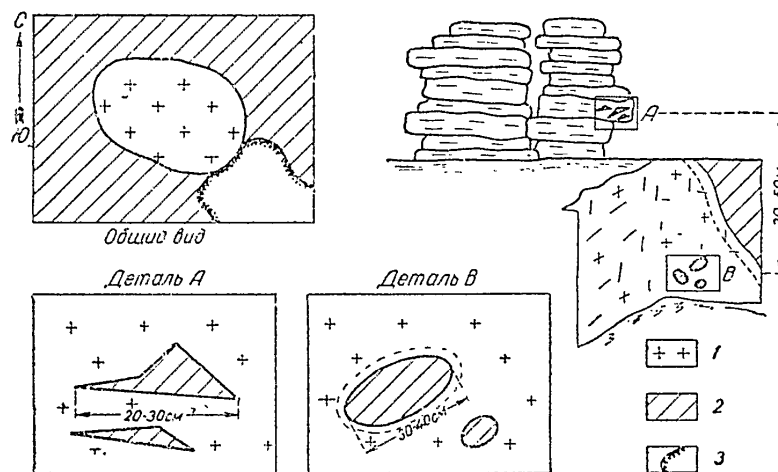


Рис. 1 1 — гранит, 2 — гнейсы, 3 — карьер.

большие различия в интенсивности ассимиляции. Кроме того, наблюдается также факт, что в наиболее глубокой части интрузии при переплавлении ксенолитов вмещающих пород происходит перекристаллизация гранитной магмы.

Вдали от периферической части гранит среднезернистый; кварц, полевой шпат, биотит, мусковит имеют одинаковые размеры по отношению друг к другу.

В местах же, где произошла перекристаллизация ксенолитов, картина совершенно иная: полевой шпат имеет форму параллелепипедов, достигающая величины нескольких сантиметров, а кварц более крупнозернистый. Этот факт свидетельствует о том, что полная ассимиляция ксенолитов в какой-то мере влияет на состав гранитной магмы и, несомненно, зависит от количества и состава вмещающих пород. В данном случае внедрение гранитной интрузии происходило в двуслюженные гнейсы, т. е. в породы, по составу близкие друг к другу. Поэтому едва ли могло иметь место резкое изменение состава гранитной магмы. Однако наблюдается значительное изменение структуры породы, выражающееся в образовании крупных призматических зерен полевого шпата и кварца.

те
но
ны

та
ре
не
не
пл
ле
их
не

пр
ис
те

ме
об
во
Л
А.

ло
ин

ра
ны

ост
рин

сле
пол
явл
тол
сос
выс

со
193
нес
мен

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1956

Серия геологическая

Вып. 24

ДИСКУССИИ

А. К. КАЮПОВО ВОЗРАСТЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ
НА АЛТАЕ

В директивах XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану намечено значительное увеличение производства цветных металлов. В развитии сырьевой базы цветной металлургии ведущая роль будет принадлежать Казахстану, где выработка цветных металлов в конце пятилетки по сравнению с 1955 г. увеличится почти вдвое.

Большая часть производимых в шестом пятилетии цветных, редких и других металлов в республике придется, очевидно, на долю уже известных металлогенических регионов Казахстана (Центральный Казахстан, Рудный Алтай, Каратау и др.). Дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы цветной металлургии будет зависеть не только от объема и темпов проведения детальных геологоразведочных работ в тех или иных горнорудных районах, но и, в известной степени, от более или менее удовлетворительного решения ряда более общих вопросов геологии этих районов. К числу их, в частности, может быть отнесен вопрос о возрасте полиметаллического оруденения в Рудном Алтае.

Вопрос о возрасте полиметаллического оруденения на Алтае, в особенности его промышленного типа, помимо своей научной ценности, приобретает в настоящее время исключительно важное практическое значение в связи с всевозрастающим объемом и темпами детальных геологических съемок, поисковых и разведочных работ.

Не останавливаясь на многосторонней истории геологического изучения края, отметим лишь, что первые представления о геологии и металлогении Рудного Алтая вообще и отдельных его рудных районов в частности появились благодаря трудам первого поколения советских геологов — исследователей этого края В. П. Нехорошева, Л. Н. Бубличенко, Н. А. Елисеева, И. Ф. Григорьева, Н. Н. Курека, П. П. Бузова, А. И. Духовской и др.

Их работы в первые годы изучения Рудного Алтая дали много ценных материалов, на базе которых, в основном, и были разработаны вопросы стратиграфии, тектоники, вулканизма, металлогении этого региона.

Рудный Алтай в последнее десятилетие снова привлек внимание и стал объектом разносторонних геологических исследований, что является бесспорно ценным и полезным в свете новых задач шестой пятилетки в области цветной металлургии.

Вопрос о времени формирования полиметаллических месторождений был и остается в центре внимания всех геологов — исследователей Рудного Алтая и рассматривается обычно в связи с обсуждением проблемы о генезисе данного типа оруденения.

До 40-х годов текущего столетия, т. е. до начала нового этапа геологических исследований, безраздельно господствовала, по существу, одна точка зрения на генезис полиметаллического оруденения в Рудном Алтае, согласно которой это оруденение является эпигенетичным по отношению к вмещающим его осадочно-вулканогенным толщам палеозоя и является продуктом конечного этапа формирования сложного по составу многофазного так называемого эменогорского интрузивного комплекса, впервые выделенного под таким наименованием Н. А. Елисеевым (1932).

Наряду с представлением о генетической связи полиметаллического оруденения со эменогорским интрузивным комплексом существовала гипотеза М. А. Усова (1936, 1937) о связи рудоносных порфиров на территории Рудного Алтая с мезозойским, точнее — с нижнекеммерийским этапом вулканизма и тектогенеза, пользовавшаяся, однако, меньшей, чем первая, популярностью среди алтайских геологов.

Новый этап исследований Рудного Алтая вообще и отдельных его рудных районов в особенности характеризуется несравненно большим объемом фактических материалов и их более глубоким, всесторонним анализом.

В результате такого анализа и обобщения новых материалов, добытых в последние годы коллективом геологов производства и научно-исследовательских учреждений, возникает необходимость в критической оценке старых положений и выработке новых, иногда резко отличающихся от предыдущих, представлений по ряду важных вопросов геологии и металлогении Рудного Алтая в целом, а также отдельных его рудных районов.

Одной из существенных новостей последних лет в понимании генезиса алтайских полиметаллических месторождений является появление новой гипотезы, согласно которой медноколчеданное и полиметаллическое оруденение на Алтае генетически связано с эффузивным вулканизмом главным образом девона и отчасти нижнего карбона.

С другой стороны, появились новые варианты прежней интрузивной гипотезы, иногда существенно отличающиеся от ранее известного.

Таким образом, в настоящее время на генезис и, следовательно, на время образования алтайских полиметаллических месторождений существуют две группы представлений, именуемых сейчас «интрузивной» и «эффузивной» гипотезами. Следует заметить, что в каждой из этих гипотез имеется еще ряд течений, по-разному трактующих вопросы об источнике и времени проявления полиметаллического оруденения на Алтае.

Каково суждение сторонников интрузивной гипотезы о времени проявления полиметаллического оруденения?

Возраст оруденения каждым из представителей этой гипотезы рассматривается в аспекте решения вопроса о времени формирования тех интрузивных образований, с которыми так или иначе в генетическую или парагенетическую связь ставится данный тип оруденения.

С точки зрения сходства взглядов на источники и время проявления полиметаллического оруденения можно, в известной мере, объединить представления В. П. Нехорошева, Н. А. Елисеева, И. Ф. Григорьева, А. П. Никольского, Г. М. Гапсевой и В. М. Смирнова.

Н. А. Елисеев (1932, 1936, 1938), генетически связывая полиметаллическое оруденение с эменогорским комплексом интрузивных пород, не касаясь вопроса об узком геологическом времени проявления не только данного оруденения, но и самого эменогорского комплекса, который в целом относится им к варисской эпохе магматизма. Через все его опубликованные работы красной нитью проходит мысль о том, что гранитоиды эменогорского комплекса древнее биотитовых или слюдяных гранитов, впоследствии отнесенных к калбинскому интрузивному комплексу.

Касаясь вопроса о возрасте интрузивных образований в юго-западном Алтае, Н. А. Елисеев писал «... среди осадочных пород, встречающихся в Рудном Алтае, нет пород моложе палеозойского возраста. Все интрузивные породы моложе осадочных, и если часто можно установить их более молодой возраст по сравнению с осадочными, то вопрос о верхней возрастной границе интрузивных пород остается открытым» (1932). Несколько позже он более определенно говорил о возрасте только биотитовых гранитов калбинского комплекса, и интрузию их связывал с той интенсивной фазой тектогенеза, которая «имела место или в поздневарисскийскую или послеварисскийскую фазу» (1936).

В монографии по Калбе и Рудному Алтаю Н. А. Елисеев (1938) проводит ту же мысль о приуроченности интрузии биотитовых гранитов к одной из наиболее поздних фаз варисской складчатости, считая, что интрузии пород эменогорского и калбинского комплексов произошли соответственно до и после формирования алтайских зон смятия.

До настоящего времени в понятие «эменогорский комплекс» вкладывается то содержание, которое было сформулировано Н. А. Елисеевым. Согласно мнению Н. А. Елисеева (1932), в состав эменогорского комплекса входят «а) плагиограниты (трондьмиты), б) нормальные граниты, в) гранодiorиты, д) кварцевые диориты, е) диориты, ж) габбро, нориты и оливковые нориты».

Жильными производными данного комплекса он считал: кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, гранит-порфиры, граптофиры, кварцевые диоритовые порфиры, диоритовые порфиры, лампрофиры, аплиты и легматиты, диабазы, т. е. те «малые интрузии» и жильные образования, которые вообще известны в Рудном Алтае. При этом Н. А. Елисеев (1932, 1938) отмечал, что граниты эменогорского комплекса в своих краевых частях обнаруживают переходы в гранит-порфиры, граптофиры, кварцевые альбитофиры и кварцевые порфиры, что давало ему основание принимать породы данного комплекса за производные «гипабиссальной интрузии». Он, как и И. Ф. Григорьев (1934), ставил полиметаллическое оруденение в прямую генетическую связь с указанными порфирами, основываясь на факте приуроченности оруденения, в частности на Эменогорском месторождении, «к концам выклинивания порфировых интрузий».

Таким образом, Н. А. Елисейев не высказывал своего мнения о более узком пределе возраста как зменногорского комплекса, так и, как он полагал, связанного с этим комплексом полиметаллического оруденения.

Точка зрения В. П. Нехорошева, сделавшего очень многое в изучении геологии Алтая, на возраст зменногорского комплекса интрузивных пород и, следовательно, полиметаллической минерализации, несмотря на свои значительные вариации, остается все-таки единой, неизменной.

По представлению В. П. Нехорошева, все эндогенные месторождения юго-западного Алтая обязаны своим происхождением проявлению «тектонических и магматических процессов, имевших место на Алтае на границе палеозоя и мезозоя» (1937), и образование полиметаллического и редкометального оруденения не разделено во времени, даже в пределах пульсаций. Эта мысль красной нитью проходит через все его работы, посвященные геологии и металлогении Алтая, и упорно защищается им, хотя для этого фактов не так уж много.

Утверждение В. П. Нехорошева о почти одновременном проявлении полиметаллического и редкометального оруденения на Алтае вытекает из неоднократно высказывавшегося им положения о том, что интервал времени между внедрением пород зменногорского и калбинского комплексов был невелик, так как оба эти комплекса относятся к одному и тому же верхневарисскому интрузивному этапу.

Вопрос о возрасте интрузивных пород и полиметаллических месторождений Алтая В. П. Нехорошев рассматривает в связи с обсуждением проблемы времени формирования алтайских зон смятия. В этой связи он пишет «формирование зон смятия совпало с последней фазой вулканической деятельности на Алтае, проявившейся внедрением наиболее крупных интрузивных массивов» и «явилось завершением всей палеозойской геологической истории этой территории» (1940). Последующие же, более молодые варисские тектонические пульсации обусловили обособление «жилых дериватов, выносящих те или иные металлы, что привело к образованию различных типов рудных месторождений, большей частью тесно связанных с зонами разломов и смятия» (там же), которые, по его мнению, служили в качестве рудоподводящих каналов.

Касаясь отношения полиметаллического оруденения к порфирировым породам, В. П. Нехорошев отмечал, что «связь полиметаллического оруденения с порфирами, как с непосредственным источником, ни у кого сомнений не вызывала» (1940). Но в своих последующих работах он отошел от этого представления, и интрузивные порфиры стал рассматривать как «попутчики» оруденения. В последнем случае В. П. Нехорошев вполне следует Ю. А. Билибину (1945), который оруденение колчеданно-полиметаллического типа ставил в парагенетическую связь с малыми интрузиями и эффузиями, подчеркивая, что «и рудные месторождения и магматические тела суть проявления одних и тех же глубинных, вероятно подкоровых, магматических очагов».

В недавно вышедшей статье В. П. Нехорошев (1955), подвергая критике взгляды других исследователей на генезис полиметаллического оруденения Рудного Алтая, приходит к выводу, что «с герцинскими (верхнепалеозойскими) гранитоидами парагенетическая связь полиметаллического оруденения несравненно более близкая, чем с девонскими и нижнекарбонowymi эффузивами, являющимися не более как вмещающими породами».

Таким образом, представление В. П. Нехорошева о возрасте интрузивных образований и оруденения сводится к тому, что наиболее крупные тектонические, магматические и связанные с ними рудные процессы происходили к концу палеозоя или на границе палеозоя и мезозоя и что незначительный интервал времени между внедрением зменногорского и калбинского интрузивных комплексов определяет и почти одновременное проявление полиметаллической и редкометальной минерализации на Алтае.

И. Ф. Григорьев (1934), так же как и В. П. Нехорошев, отрицал существование на Алтае двух резко разновозрастных зменногорского и калбинского интрузивных комплексов, полагая, что варисская складчатость, образование зон смятия, внедрение гранитов «несомненно находятся в тесной взаимосвязи и следовали, перекрываясь во времени, друг за другом». Различная тектоническая обстановка развития магматических процессов в Рудном Алтае и Калбе, по мнению данного исследователя, привела к различной петрологической и металлогенической специализации исходной гранитной магмы. В тектонически спокойных условиях, что имело место (по И. Ф. Григорьеву) в Рудном Алтае, из интрузивных массивов выдавливались в боковые породы «кислые магматические экстракты», из которых, в свою очередь, образовались кварцевые порфиры, гранофиры и кварцевые альбитпорфиры, с одной стороны, и полиметаллические месторождения, с другой.

Таким образом, по представлению И. Ф. Григорьева, время формирования полиметаллических месторождений Алтая определяется возрастом зменногорского интрузивного комплекса вообще и его жильной фации — порфиров — в частности.

Аналогичную трактовку влияния тектонического фактора на формирование алтайских месторождений высказали Г. М. Галеева и В. М. Синицын (1941), согласно представлениям которых полиметаллические руды здесь были образованы рудной маг-

мой — дифференциатом гранитной магмы, давшей породы зменногогорского комплекса. Тесная ассоциация руд и интрузивных порфиров объясняется одновременным выдавливанием их под влиянием тектонических движений.

В А. Соколов (1936), выделив «самостоятельную гранодиоритовую группу» из состава зменногогорского комплекса, выразил некоторое сомнение в оставлении последнего в прежнем понимании его содержания и отрицал связь «рудоносных порфиров» с данным комплексом.

Образование алтайских зон смятия происходило, по представлению В. А. Соколова, значительно позже интрузии гранитондов, и крупные тектонические движения, имевшие места в этих зонах (по его мнению) в мезозое и в третичное время, могли обусловить «проявление и вулканической и связанной с ней рудообразовательной деятельности». В пользу такого представления он приводит факт отсутствия следов дислокационного метаморфизма в порфировых дайках, залегающих в пределах зон смятия.

Полиметаллические месторождения, по мнению В. А. Соколова (1936), «образовались позже внедрения и затвердевания биотитовых гранитов, а в некоторых случаях, может быть, даже связанных с последними месторождений редких металлов».

Таким образом, согласно В. А. Соколову, интрузивные «рудоносные» порфиры и полиметаллическое оруденение являются наиболее молодыми образованиями на Алтае и в отношении их возраста он стоит близко к представлению М. А. Усова.

А. И. Семенов (1951) считал, что образование зменногогорского интрузивного комплекса происходило в среднем карбоне. При этом он свое предположение основывал на том, что в пределах юго-западного Алтая совершенно отсутствуют отложения среднего карбона и что в это время здесь происходили интенсивные тектонические и интрузивно-магматические процессы.

Несколько позже А. И. Семенов (1953) выделил из зменногогорского комплекса так называемую «рудноалтайскую серию», объединив в ее составе все порфировые породы кислого состава, принимавшиеся Н. А. Елисеевым за краевую фацию и жильные дериваты гранитондов указанного комплекса.

До 1954 г. А. И. Семенов подчеркивал мысль о генетической связи полиметаллического оруденения с зменногогорским комплексом вообще и с его «рудноалтайской серией» в частности.

Отчетливо выраженная специфичность для Рудного Алтая порфировых образований заставляет многих исследователей находить с ними какую-то причинную связь полиметаллического оруденения. В этой связи небезынтересно отметить, что Ю. А. Билибин (1953), подчеркивая неприменимость гипотезы А. Н. Заварицкого о генезисе колчеданных залежей Урала к объяснению происхождения алтайских полиметаллических месторождений, считал вероятной связь последних «с малыми близповерхностными интрузиями кварцевых альбитофиров». При этом он, как и В. А. Соколов, предполагал сомнительным отнесение этих порфиров к зменногогорскому интрузивному комплексу. Полиметаллическое оруденение на Алтае, как полагает Ю. А. Билибин, моложе интрузивных пород и зон смятия.

Не касаясь возрастного положения полиметаллического оруденения в истории геотектонического развития Алтая, Н. Л. Бубличенко (1936) полагает, что «интрузия и складчатость» причинно взаимосвязаны и что возраст интрузивных пород здесь, по крайней мере, «после-нижнекарбонный».

До недавнего времени А. П. Никольский (1946, 1948) настойчиво утверждал, что интрузивная деятельность как в Рудном Алтае, так и в Калбе проявилась одновременно «в конце палеозоя и начале мезозоя» в виде нескольких (шести) последовательных фаз и завершилась формированием месторождений редкометалльных — в Калба-Нарымском и полиметаллических — в Рудноалтайском поясах. Специфические же различия в типах интрузивных и рудных проявлений в обоих этих районах он объяснял петрологической и металлогенической специализацией первично единой гранитной магмы в результате ассимиляции ею различных по составу палеозойских осадочных и вулканогенных толщ, определяющих «металлоносность магмы» и обогащающих ее рудными компонентами.

В последнее время А. П. Никольский (1955) несколько пересмотрел свои взгляды на механизм процессов металлогенической специализации магмы в аспекте новых представлений о явлениях гранитизации. Точка зрения данного автора на возраст полиметаллического и редкометалльного оруденения Алтая, как видно, не расходится со взглядами В. П. Нехорошева.

П. Ф. Иванкин (1953), почти полностью воспринявший тектоническую, магматическую и металлогеническую схему В. П. Нехорошева, вслед за последним считает верхневарисским возраст гранитондов как зменногогорского, так и калбинского комплексов. По его мнению, редкометалльные месторождения Калбы и связанное со зменногогорским комплексом скарновое оруденение в Рудном Алтае одновозрастны. Полиметаллическое же оруденение во времени отдалено значительным перерывом от двух предыдущих типов минерализации. Подобного рода представление базируется на из-

всс
мез
оди
тан
пет
гип
вер
ния
П.
ног

наз
Ал
дан
«ки
ш о
тог
о с

М.
што

кли
чес
цес
ост

руд
тип
ком
Лен
про
реч
Руд
тич
ору

тал
ных
ден
вар
При
отн
пок
в а
со
и п

пол
про
шим

резе
днга
ных
отде

стор
соот
деле
осно
лиме

лас
связ
гипо
мест
рыви

известном факте сонахождения гидротермальных полиметаллических месторождений и мезоабиссальных (по П. Ф. Иванкину) интрузий зменногогорского комплекса в пределах одного и того же структурно-стратиграфического яруса. Для объяснения такого сочетания он и допускает огромный перерыв между формированием верхневарисских среднеглубинных интрузивных массивов зменногогорского комплекса, с одной стороны, и гипабиссальных порфиринов, с другой, а также более глубокий денудационный срез верхнепалеозойских структур, вплоть до обнажения гранитоидов, к моменту проявления полиметаллической минерализации. Отсюда, естественно, и получается у П. Ф. Иванкина нижнекиммерийский возраст полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Кстати заметим, что точно такую же идею высказал М. А. Усов (1936) лет 20 тому назад. Он считал, что нижнекиммерийская фаза тектогенеза, «по крайней мере, на Алтае, была довольно значительной, так как только с ней можно связать вулканизм, давший здесь рудоносные порфиры». Далее М. А. Усов подчеркивал, что «кварцевые порфиры по своей фации могли образоваться лишь на очень небольшой глубине, когда на Алтае после резкого проявления в нем палеозойского тектогенеза денудация снесла большие толщи верхнепалеозойских осадков.» (разрядка наша. — А. К.).

Полиметаллическое оруденение юго-западного Алтая, таким образом, по М. А. Усову, имеет нижнекиммерийский возраст и находится в генетической связи «со штоковой и жерловой фациями кварцевых альбитофиров» (1937) того же возраста.

Впрочем, эта мысль М. А. Усова о генезисе оруденения в известной мере перекликается с высказыванием В. А. Обручева (1936) о том, что алтайские полиметаллические месторождения, может быть, «представляют корни тех вулканов, которые существовали когда-то в грабене Рудного Алтая». Сами вулканы снесены, а подошва осталась».

Г. Н. Щерба (1954), проводивший детальные исследования на Лениногорском рудном поле, на основании данных по определению абсолютного возраста жильного типа оруденения этого района и гранитоидов зменногогорского и калбинского интрузивных комплексов приходит к выводу о том, что «полиметаллическое оруденение района Лениногорска не древнее нижнего карбона и не моложе перми» и, следовательно, проявление данного типа оруденения растянуто во времени, «что отнюдь не противоречит геохимическому характеру этой провинции». Полиметаллическую минерализацию Рудного Алтая Г. Н. Щерба не связывает ни с одним из известных на Алтае магматических комплексов, полагая, что магматический источник, с которым связано это оруденение, залегает, вероятно, неглубоко, в пределах каледонского фундамента.

В пользу верхневарисского или еще более позднего времени проявления полиметаллического оруденения обычно приводят такие «бесспорные» факты, как связь рудных тел с тектоническими структурами «верхневарисского» возраста, наложение оруденения на контактовые роговики и скварнированные породы в экзоконтактах «верхневарисских» гранитов, отсутствие контактовых воздействий последних в рудах и т. п. При такой, казалось бы, логичности и бесспорности приводимых аргументов в пользу относительно молодого возраста полиметаллического оруденения все-таки остается пока не совсем ясным и, следовательно, спорным вопрос о том, с какой фазой варисского тектогенеза и с каким магматическим комплексом находится в причинной связи проявление эндогенной минерализации, в частности в Рудном Алтае.

Согласно представлениям сторонников эффузивной гипотезы, основная масса полиметаллических месторождений Алтая связана «с мощным вулканическим циклом, проявившимся при длительном формировании Зайсанской геосинклинали и захватившим средний и верхний девон и нижний карбон» (И. В. Дербиков, 1952).

Многоэтажное размещение однотипных полиметаллических месторождений в разрезе девона и редко — нижнего карбона связано с многофазностью излияний в сходных динамических условиях, а порфировые образования, широко распространенные в рудных районах Алтая, рассматриваются как субгипабиссальные интрузии, связанные с отдельными этапами эффузивной деятельности.

Проявление эндогенной минерализации в Рудном Алтае, по мнению некоторых сторонников «эффузивной» гипотезы, не только синхронно с эффузивной деятельностью соответствующего возраста, но и качественное различие оруденения находится в определенной зависимости от перемежаемости излияний магм разного состава: излияния основной магмы обуславливают появление существенно медных, а кислой магмы — полиметаллических месторождений.

Б. И. Вейц (1945, 1953), которая впервые для алтайских месторождений высказалась за эффузивную гипотезу, также считает полиметаллическое оруденение на Алтае связанным «с девонским вулканизмом» и утверждает, как и другие защитники данной гипотезы, что проявление полиметаллической минерализации в Рудном Алтае имело место до тех крупных тектонических движений, с которыми связаны складчатые и разрывные дислокации вмещающих пород, включая сюда и региональные зоны смятия.

В данном случае нет нужды приводить действительно бесспорные, уже известные факты, свидетельствующие о более позднем времени формирования не только жильного, но и «пластообразного» типа медноколчеданных и полиметаллических месторождений по сравнению со складчатостью вмещающих их осадочно-вулканогенных толщ.

Вопрос о генезисе и времени формирования жильного типа медных и полиметаллических месторождений и рудопоявлений, широко представленных в Рудном Алтае, сторонниками «эффузивной» гипотезы решается по-разному. Поскольку жильный тип минерализации проявлен не только в вулканогенной толще девона, но и в осадочной серии нижнего карбона и прорывающих последний интрузивных породах, то для объяснения его генезиса приводятся различные соображения, в их числе такие, как мысль о связи жильного типа месторождений с варисскими гранитоидами (В. Н. Огнев и др., 1954), о возникновении этого типа оруденения в результате «миграции», «выжимания» рудного вещества более ранних месторождений девонского возраста под влиянием регионального метаморфизма (Б. И. Вейц, Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и др.), о роли вертикальной зональности в появлении того или иного морфологического типа оруденения (И. В. Дербинов) и т. д.

Таким образом, с точки зрения защитников «эффузивной» гипотезы, полиметаллическое оруденение на Алтае проявилось в два этапа: в девоне и частично в нижнем карбоне образовались месторождения «пластообразного» типа, в верхнекаледонское же время, когда произошли крупные складчатые движения и интрузии гранитоидов, возникли месторождения жильного типа, являющиеся продуктом либо регионального метаморфизма более ранних месторождений, либо более молодой минерализации, связанной с верхневарисской интрузивной фазой.

Из краткого обзора представлений исследователей о генезисе и времени проявления полиметаллического оруденения в Рудном Алтае следует, что объективно существуют одни и те же никем не оспоримые природные факты, а их интерпретация ведется по-разному, в зависимости от того, в пользу каких из известных в литературе рудогенетических теорий говорят все или часть этих фактов. С другой стороны, нет сомнений в том, что каждая из существующих на Алтае групп представлений о генезисе и времени проявления полиметаллического оруденения безусловно отражает те или иные черты сложной истории рудообразования и, следовательно, не может считаться универсальной, соответствующей истине.

Теперь вкратце отметим те данные, которые позволили нам (1954) высказать несколько иные соображения о возрасте полиметаллического оруденения и его отношении к интрузивным образованиям в Зырянско-Бухтарминском районе Рудного Алтая.

На основании анализа и обобщения всего накопленного материала по геологии района и месторождений еще в 1952—1953 гг. нами было высказано предположение о том, что медно- и полиметаллическое оруденение здесь находится в разных возрастных соотношениях с отдельными петрографическими разновидностями зменного интрузивного комплекса.

Было установлено, что наиболее близкую структурно-территориальную связь медное и полиметаллическое оруденение в данном районе обнаруживает именно с той частью интрузивных образований зменного комплекса, которая представлена породами основного, среднего и умеренно-кислого состава, т. е. с габбро, габбро-поритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами, а также тесно связанной с ними жильной фацией того же состава. Более 15% известных в районе медных и полиметаллических месторождений и рудопоявлений залегают непосредственно в интрузивных телах пород указанного состава, испытавших достаточно интенсивные гидротермальные изменения в зонах проявления рудной минерализации (Парыгинский, Сивозерский, Мамонтовский и другие массивы).

Среди более кислых разновидностей интрузивных пород зменного комплекса не только нет месторождений, но пока не найдено ни одной рудной точки медного или полиметаллического состава.

В результате исследований многих геологов (В. В. Груза, А. И. Семенов и др.), работавших в данном районе, можно считать установленным, что интрузивные породы ряда от габбро до плагиогранитов бесспорно являются более древними, чем нормальные биотитовые граниты, адыкситовые граниты, относившиеся ранее также к зменному комплексу. Такая возрастная последовательность выделяемых нами двух групп интрузивных пород установлена не только в Зырянско-Бухтарминском районе, но и имеет место и в других частях Рудного Алтая (Н. А. Елисеев, 1938, В. П. Нехорошев, 1938, В. А. Соколов, 1936 и др.).

Учитывая возрастные взаимоотношения между отдельными членами зменного интрузивного комплекса и их отношение к тектоническим структурам и рудной минерализации, мы еще в 1953 г., насколько нам известно—впервые, предложили разделять интрузивные породы данного комплекса на две группы—на более раннюю, дорудную, и на более молодую, послерудную, относя соответственно к первой интрузив-

зии осно
жильных
меллиты
группа
бине фо
ного ко
раст же
статочн
вается о
С з
тогенеза
комплекс
лической
Хара
что они
чатый ст
исключе
ты, они
группы,
медной
ших пор
Сле
росы о
тельную
ранней ф
горский
ляют од
ского инт
комплек
Под
комплекс
час, если
гногранит
аде, если
группу.
Инт
обладаю
отношени
руются з
основного
лического
комплекс
рудопояв
точно пр
таллическ
редко пол
по своему
Таки
ся две ра
ся в разн
отношени
В по
варисский
тая, а та
зменного
1) в
угленосн
в 1955 г.
составу
рождения
2) на
ского воз
металлич
ского комп
3) да
интрузивн

1 Уст

зны основного, среднего и умеренно-кислого состава с соответствующей ей серией жильных образований, а ко второй—остальную часть, т. е. биотитовые граниты, адимеллиты, лейкократовые и аляскитовые граниты. При этом предполагалось, что первая группа интрузий по своему петрографическому составу, морфологии, размерам и глубине формирования представляет собой возрастной аналог пород саурского интрузивного комплекса, впервые установленного В. П. Нехорошевым (1936) в хр. Саур. Возраст же саурского комплекса, согласно данным В. П. Нехорошева, определяется достаточно точно тем, что этот комплекс прорывает нижневизейскую толщу и перекрывается отложениями намюра или низов среднего карбона.

С завершающим этапом той же саурской, или визейской, фазы варисского тектогенеза и магматизма, породившей первую группу интрузивных пород зменногорского комплекса, мы (1953, 1954) и связывали проявление медноколчеданной и полиметаллической минерализации в Зыряновско-Бухтарминском районе.

Характерные особенности интрузивных пород первой группы заключаются в том, что они бесспорно являются гипабиссальными, в большинстве случаев подчинены складчатым структурам, залегают обычно в форме дайколлитов, имеющих, за редкими исключениями, незначительные размеры, в их составе отсутствуют нормальные граниты, они подверглись дизъюнктивной дислокации более интенсивно, чем породы второй группы, и находятся в тесной структурно-территориальной связи с полями проявления медной и полиметаллической минерализации и гидротермальных изменений вмещающих пород.

Следует отметить, что двадцать лет назад М. А. Усов (1936), рассматривая вопросы о фациях и тектонических циклах Западной Сибири, выделял здесь самостоятельную группу интрузивов гранодиоритового и диоритового состава, относя ее к более ранней фазе варисского вулканизма, и сделал предположение, что «саурский и зменногорский комплексы пород, столь близких в петрографическом отношении, представляют одно и то же». При этом М. А. Усов имел в виду, очевидно, ту часть зменногорского интрузивного комплекса, которую мы считаем возрастным аналогом саурского комплекса.

Положение Н. А. Елисеева (1932, 1938) о двух разновозрастных интрузивных комплексах на Алтае, как нам представляется, может сохранить свое значение и сейчас, если к более раннему комплексу относить только интрузивы ряда от габбро до плагиогранитов, а более кислые члены зменногорского комплекса — биотитовые граниты, адимеллиты, аляскитовые граниты—выделить в самостоятельную, более молодую группу.

Интрузивные породы второй группы нередко слагают довольно крупные массивы, обладающие признаками мезоабиссальности и являющиеся резко дискордантными по отношению к вмещающим их породам девона и нижнего карбона. Они часто контролируются зонами разломов и смятия, в них практически отсутствуют жильные дериваты основного и среднего состава, столь характерные для площадей проявления полиметаллического оруденения и интрузивов первой группы, т. е. пород, относимых к саурскому комплексу. В интрузивные массивы второй группы не распространяется ни одна из рудоносных структур района, равно как и не проходят в них по простиранию достаточно протяженные, единые по строению и составу зоны медноколчеданной и полиметаллической минерализации. Свита дайковых пород основного и среднего состава, нередко получающая широкое развитие в массивах интрузивных пород первой группы, по своему простиранию не переходит в соседние массивы гранитов второй группы.

Таким образом, в составе ранее известного зменногорского комплекса намечаются две разновозрастные группы, или комплекса, интрузивных пород, сформировавшихся в разных фациальных условиях и имеющих различное возрастное и генетическое отношение к полиметаллическому оруденению.

В пользу высказываемого нами предположения о более раннем (нежели верхневарисский) возрасте медно- и полиметаллического оруденения в пределах Рудного Алтая, а также о разновозрастности интрузивных пород, объединенных раньше в один зменногорский комплекс, говорят и следующие факты.

1) в районе Николаевского месторождения, в горизонте базальных конгломератов угленосной толщи низов среднего карбона, залегающей несогласно на верхнем девоне, в 1955 г. Н. Л. Бубличенко¹ была собрана рудная галька. Руда в этой гальке по своему составу и структурно-текстурным признакам аналогична руде Николаевского месторождения.

2) насколько нам известно, в отложениях моложе ульбинской свиты нижневизейского возраста в Рудном Алтае пока не отмечено ни одной точки с медной или полиметаллической минерализацией, равно как и неизвестна она в гранитоидах зменногорского комплекса.

3) данные по определению абсолютного возраста ряда месторождений, а также интрузивных пород, относимых к саурскому комплексу, в основном характеризуют ниж-

¹ Устное сообщение.

некарбонный возраст их. Так, абсолютный возраст отнесенного к саурскому комплексу Бухтарминского массива кварцевых диоритов и диоритов составляет 257 млн. лет (А. И. Семенов, 1953), что соответствует нижнему карбону.

4) в последнее время А. П. Виноградовым (1955) произведено значительное количество определений изотопного состава свинца в галениитах ряда алтайских полиметаллических месторождений и в некоторых изверженных породах. Он пишет: «изотопный состав галениитов Рудного Алтая имеет малый разброс, кроме ленингорских. Создается впечатление об едином тектоно-магматическом цикле, который привел к образованию всего свинца Алтая (разрядка наша.— А. К.) При этом «парыгинский гранодиорит», который мы относим к саурскому комплексу, «имеет практически возраст галениитового оруденения».

В данном случае изотопный состав свинца подтверждает наше предположение, высказанное еще 2—3 года тому назад (1953, 1954, 1955), о том, что медное и полиметаллическое оруденение в Зырянско-Бухтарминском районе относится к единой металлогенической эпохе, приуроченной к концу среднепалеозойского тектоно-магматического этапа развития данного района, и что эффузивно-пирокластические и субвулканические образования девона и нижнего карбона, с одной стороны, и интрузивы и их жильные породы основного, среднего и умеренно-кислого состава (саурский комплекс), а также медно- и полиметаллическая минерализация, с другой, являются разновременными продуктами длительно существовавшего, во времени эволюционировавшего глубинного магматического очага или очагов, расположенных в сходных термодинамических и геологических условиях.

Идею о генетической связи полиметаллического оруденения на Алтае с вулканической деятельностью в девоне и нижнем карбоне некоторые защитники «эффузивной» гипотезы (Л. Г. Белькова, В. Н. Огнев и др.) «подкрепляют» еще и тем, что якобы невозможно мыслить формирования всех известных здесь морфологических типов полиметаллических месторождений в течение относительно небольшого отрезка времени, в частности в конце верхневарисского магматического этапа, как полагают некоторые представители «интрузивной» гипотезы.

Мы считаем, что нет достаточных оснований думать, что зарождение и эволюция магмы и связанных с нею рудоносных растворов происходит в относительно короткий отрезок геологического времени, в эпоху их вторжения в более высокие ярусы литосферы. Наоборот, известные по ряду рудных районов факты говорят о том, что образование магмы определенного состава происходит задолго до проявления тех тектонических движений, с которыми связано внедрение ее производных, в том числе и рудоносных, растворов. Но, с другой стороны, время, необходимое для формирования целого комплекса интрузивных пород и определенного типа рудных месторождений, оказывается иногда незначительным по сравнению с продолжительностью жизни их источника—магматического очага. Сейчас ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что в течение лишь верхней половины визейского времени произошло не только внедрение и затвердевание генетически единых и различных по составу интрузивных пород целого саурского комплекса (хр. Саур), но даже достаточно энергичный размыв этих пород, о чем свидетельствует присутствие их обломков в составе базальных конгломератов намюра или низов среднего карбона. Это дает известное основание предполагать, что отрезок времени для образования всех морфологических типов медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая из гидротермальных растворов—производных того же глубинного магматического очага (или очагов)—был относительно незначительным и приходился на тот же верхневизейский век.

Из сказанного выше можно сделать следующие заключения.

1. Формирование основных складчатых и разрывных структур вулканогенно-осадочных толщ девона и нижнего карбона, а также более ранних элементов (в виде складок, локальных зон разломов, рассланцевания и пр.) внутреннего строения региональных зон смятия Алтая, развившихся вдоль более древних разломов глубинного заложения, было связано с визейской, или саурской, фазой варисского тектогенеза, проявившейся достаточно интенсивно в пределах палеозойской Зайсанской геосинклинали. С этой точки зрения нельзя считать верхневарисским возраст рудоконтролирующих структур, а, наоборот, все рудоподводящие, рудовмещающие тектонические структуры в данном районе, можно думать, были сформированы в дорудный этап в связи с указанной саурской тектонической фазой.

2. С той же визейской фазой тектогенеза связано образование комплекса (саурского) гипабиссальных интрузивных пород основного, среднего и умеренно-кислого состава, залегающих обычно в форме лакколитов и обнаруживающих отчетливо выраженную подчиненность складчатым структурам. Данная интрузивная деятельность закончилась формированием жильной серии пород того же состава.

3. К концу среднепалеозойского тектоно-магматического этапа развития района, когда сформировался саурский интрузивный комплекс и появился в последнем определенным план разрывных нарушений, проявилась гидротермальная деятельность, с

которой связаны, с одной стороны, мощные изменения вмещающих толщ и, с другой, несколько позже, — формирование месторождений колчеданно-полиметаллического типа. Гидротермальные изменения пород и эндогенная рудная минерализация медно- и полиметаллического состава наложены, таким образом, на структуры, созданные саурской фазой тектогенеза, а не на «готовые верхневарисские» структуры, как трактуют защитники мысли о более молодом возрасте данного типа оруденения.

4 Среднепалеозойскую историю Зырянско-Бухтарминского района и вообще Рудного Алтая следует, в соответствии с общезвестной схемой развития геосинклинальных зон по Ю. А. Билибину, рассматривать как ранний этап тектоно-магматического развития палеозойской Зайсанской геосинклинали. В данный этап сформировался характерный для Рудного Алтая магматический комплекс — совокупность пространственно и структурно сопряженных магматических пород различного фациального положения (эффузивные, субвулканические, интрузивные образования), имеющих общие черты сходства петрохимического состава, обусловленные, вероятно, общностью происхождения этих пород из единого глубинного источника.

Другим наиболее важным производным длительно существовавшего (по крайней мере на протяжении девона и нижнего карбона), во времени эволюционировавшего глубинного магматического источника является рудный комплекс — совокупность рудноалтайских месторождений колчеданно-полиметаллического типа.

Таким образом, по нашему мнению, полиметаллическое оруденение здесь генетически не связано ни с эффузивами девона и нижнего карбона, ни с интрузивами саурского комплекса, а находится с ними в парагенетической связи. Это выражается в общности для всех их глубинного магматического источника, а также в том, что они — продукты отдельных звеньев истории развития этого источника.

5 Серию интрузивных пород, ранее объединенных в один змеиногорский комплекс очевидно, следует разделить на более раннюю, дорудную, и на более молодую, послерудную, группы. При этом первую группу пород в дальнейшем целесообразно именовать саурским комплексом, возраст которого установлен В. П. Нехорошевым (1936) достаточно определенно как визейский, а вторую группу интрузивных пород — змеиногорским комплексом, поскольку этот термин широко вошел в литературу по геологии Алтая. Возраст же змеиногорского интрузивного комплекса (в новом его содержании), как и прежде, остается неопределенным. Однако, исходя из идентичности фациальных особенностей, петрографического состава и структурных позиций гранитондов калбинского и змеиногорского комплексов, можно предположить, что они представляют собой одновременные или близко одновременные образования верхнепалеозойского возраста, что неоднократно отмечалось В. П. Нехорошевым и А. П. Никольским.

6 Интрузивные породы саурского комплекса, которые в рудноалтайской полосе впервые выделяются в Зырянско-Бухтарминском районе, имеют, вероятно, широкое развитие и в других районах Рудного Алтая. Например, Алейский плагиогранитовый массив, который приурочен к крупной антиклинориновой структуре, по данным исследователей, залегает в форме лакколита и, по нашему мнению, относится к тому же саурскому интрузивному комплексу. С этой точки зрения становится понятным, почему полиметаллическая минерализация накладывается на контактовые роговики и скарнированные породы интрузивов Алейского массива, относившихся раньше к змеиногорскому комплексу верхневарисского возраста.

7 Общность истории геотектонического развития отдельных районов Рудного Алтая делает правдоподобной мысль о том, что проявление медноколчеданного и полиметаллического оруденения здесь имело место в одно и то же время в верхах нижнего карбона до отложения пород малоульбинской свиты намура или низов среднего карбона, которая в региональном масштабе, очевидно, является верхней возрастной границей для данного типа оруденения.

8 Средний и поздний этапы тектоно-магматического развития Зайсанской геосинклинали, что имело место в верхнем палеозое, характеризовались для рассматриваемого региона накоплением преимущественно континентальных отложений (малоульбинская свита), проявлением довольно интенсивных, но дифференцированных тектонических движений, образованием значительных масс гранитондов мезоабиссального облика, дальнейшей консолидацией всей рудноалтайской зоны.

С верхневарисскими и более молодыми тектоническими движениями, очевидно, связан тот бесспорно наблюдающийся метаморфизм руд алтайских месторождений, который у защитников «эффузивной» гипотезы является одним из солидных аргументов (по их мнению), подтверждающих идею о генетической связи полиметаллического оруденения с девонским эффузивным вулканизмом и о совместной деформации вмещающих пород и якобы синхронных с ними руд.

Характер метаморфизма руд в отдельных алтайских месторождениях действительно находится в определенном соотношении со степенью дислоцированности вмещающих их пород. Вместе с тем ни у кого, кроме сторонников «эффузивной» гипотезы, не вызывает сомнений тот факт, что метаморфизм руд бесспорно слабее, чем дис-

лоцированность вмещающих их вулканогенно-осадочных образований девона и нижнего карбона. Все это объясняется, по нашему мнению, не тем, что руды однообразны с вмещающими их породами и дислоцированы совместно с ними, а различной в тектоническом отношении мобильностью отдельных ныне рудоносных участков Рудного Алтая как в дорудный, так и в послерудный этапы их развития. Такое представление о причинах наблюдающегося контраста в степени метаморфизма месторождений, находящихся в разных частях Рудного Алтая, вполне согласуется с известными здесь фактами, свидетельствующими о дифференциальном характере геотектонического развития отдельных блоков данного региона начиная почти с ранних стадий формирования палеозойской Зайсанской геосинклинали.

Большую роль в создании отчетливо выраженных различий в степени дислоцированности вмещающих пород и руд месторождений, расположенных даже в пределах одного и того же рудного района, узла, сыграло наличие здесь зон смятия и разломов, в том числе и региональных, обусловивших анизотропию среды и, следовательно, неизбежную дифференциацию тектонических напряжений.

Если территориальная связь медных и полиметаллических месторождений с районом Рудного Алтая известна со времени деятельности здесь народов, именуемых «чудью», то вопрос о возрастном положении этих месторождений в историко-геологическом развитии данного региона не получил до сих пор своего однозначного решения. А ведь положительное решение этого вопроса в ближайшее время принесло бы существенную пользу в эффективном использовании средств и силы, предназначенных для расширения сырьевой базы цветной металлургии, в частности на Алтае.

Из представления о нижнекарбонном возрасте полиметаллического оруденения в Рудном Алтае, естественно, могут быть сделаны следующие практического характера выводы.

1. Наибольшие (если не все) перспективы региона в отношении месторождений колчеданно-полиметаллического типа заключены в среднепалеозойском этапе его развития. Следовательно, работы по поискам подобного типа оруденения должны направляться на площади развития среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, пород саурского интрузивного комплекса и тектонических структур, связанных с визейской, или саурской, фазой варисского тектогенеза.

2. Верхнепалеозойский структурно-стратиграфический ярус региона наименее перспективен в отношении полиметаллов, равно как и лишены сколько-нибудь значительных возможностей в этом смысле верхневарисские интрузивы собственно змеегорского комплекса.

3. Поскольку план деформации как в среднем, так и в верхнем палеозое здесь был почти одним и тем же, то практически невозможно возрастное расчленение тектонических структур. Поэтому при геологических поисковых работах в районах, где отсутствует верхний палеозой, должны учитываться все структурные элементы независимо от их возраста.

Таким образом, значительные площади развития верхнепалеозойских толщ и интрузивных пород змеегорского комплекса, по нашему мнению, не должны рассматриваться в качестве объектов для постановки первоочередных работ по поискам месторождений колчеданно-полиметаллического типа. Из этого, однако, не следует, что нужно прекратить всякие исследования указанных геологических образований, хотя бы потому, что они еще изучены слабо и что неясны их перспективы в отношении других типов эндогенной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. и Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1954, № 1.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. «Доклады Академии наук СССР», 1945, т. 50.

Бубличенко Л. Н. Основные тектонические линии Рудного Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Вейц Б. И. Особенности минералогического состава, структур и текстур некоторых месторождений Рудного Алтая. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1945, № 6.

Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Рудного Алтая «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1953, вып. 16.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1953, вып. 17.

Виноградов А. П. Изотопы свинца и их геохимическое значение. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Гансеева Г. М. и Сидниции В. М. Рудная зональность и зоны смития Алтая. «Записки Всесоюзного Минералогического общества», т. XX, № 2, 1941.
- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы М. Изд-во АН СССР, 1934.
- Елисеев Н. А. О месторождениях вольфрамита в Рудном Алтае. «Известия ВГРО», 1932, т. 1, вып. 36.
- Елисеев Н. А. Геологический очерк Калбы М. Изд-во АН СССР, 1936.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы М. В кн.: Петрография СССР. Вып. 6, 1938.
- Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая. «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1954, вып. 18.
- Иванкин П. Ф. и Халтурина И. И. О закономерностях размещения эндогенного оруденения в Прииртышском районе Алтая. В кн.: Советская геология Т. 43, 1955.
- Каюнов А. К. К вопросу генезиса полиметаллического оруденения Зырянского района. «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1954, вып. 18.
- Нехорошев В. П. Новые данные по геологии Большого Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Нехорошев В. П. Зоны смития и металлогении юго-западного Алтая. Проблема советской геологии, 1937, № 7.
- Нехорошев В. П. Зоны смития и зональность оруденения Алтая. Проблема советской геологии, 1938, № 3.
- Нехорошев В. П. Зоны смития Рудного Алтая. Материалы по геологии Рудного Алтая М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Нехорошев В. П. Современное состояние вопроса о происхождении полиметаллических руд Алтая. ВСЕГЕИ. Информационный сборник, 1, 1955.
- Никольский А. П. и Великая Н. Н. О медно-пирротинном оруденении на Алтае. Материалы ВСЕГЕИ. Полезные ископаемые, 3, 1946.
- Никольский А. П. Проявление редкометального оруденения в полиметаллической зоне Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ. Полезные ископаемые, 3, 1946.
- Никольский А. П. Гранитоиды Алтая и Калбы М. В кн.: Советская геология Т. 31, 1948.
- Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. В кн.: Советская геология Т. 43, 1955.
- Обручев В. А. Выступление в прениях. В кн.: Большой Алтай. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Соколов В. А. Взаимоотношения алтайских зон смития с биотитовыми гранитами М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Усов М. А. Фации и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Усов М. А. Главнейшие геохимические эпохи Западно-Сибирского края. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, М., 1937.
- Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1954, № 5.

А. Н. ВОЛКОВ

ОБ ОБРАЗОВАНИИ БОКСИТОВ ИЗ НЕРАСТВОРИМЫХ ОСТАТКОВ ИЗВЕСТНЯКОВ

В 1955 г. вышла из печати работа Д. В. Рыжикова «Природа карста и основные закономерности его развития»¹. Главное внимание в этой большой и содержательной работе уделено схемам развития карстовых процессов и образующимся при этом кар-

¹ Д. В. Рыжиков. Природа карста и основные закономерности его развития. Труды Горно-геологического института [Академии наук СССР, Уральский филиал]. Вып. 21 М., Изд. АН СССР, 1954.

стовым формам. В конце ее помещена глава, в которой детально разобран вопрос о роли карстовых процессов в образовании бокситов.

В настоящей статье мы коснемся только этого последнего вопроса, рассматривая его на примере одного из Северо-Уральских палеозойских месторождений бокситов.

Д. В. Рыжиков в отношении происхождения указанных месторождений бокситов приходит к следующим выводам (стр. 139):

1. «Бокситы являются континентальными образованиями, возникающими в результате карстовых процессов, протекающих в известняках».

2. Они «представляют собой обогащенные глиноземом остаточные продукты выщелачивания известняков, образующиеся в условиях карстовых областей средиземноморского типа».

Следует отметить, что хорошее знание условий залегания этих месторождений как по собственным наблюдениям, так и по литературным материалам придает высказыванию автора о происхождении бокситов большую убедительность, благодаря чему его точка зрения на генезис данных месторождений приобрела за короткий срок немало сторонников.

По словам автора, «Выдвигаемая точка зрения на карстовое происхождение бокситов полностью основана на закономерностях развития карстового процесса. В свете этих закономерностей бокситы рассматриваются как чистые, незагрязненные покровными или какими-либо другими рыхлыми образованиями остаточные продукты выщелачивания (или нерастворимые остатки) известняков, возникающие в результате карстовых процессов». Такая точка зрения на происхождение бокситов как нерастворимого остатка известняков принципиально не нова. Она была высказана впервые еще в 1912 г. Кишинатчем и Тучаном для объяснения происхождения бокситов средиземноморского бассейна Европы — Югославии, Венгрии, Франции и др. Основанием для такого толкования происхождения бокситов послужили не только обычное для этих месторождений залегание в карстовых полостях известняков, но, главным образом, некоторая общность минералогического состава нерастворимых остатков известняков и бокситов. Тучан обнаружил в нерастворимом остатке подстилающих бокситы известняков присутствие моногидрата глинозема в форме геля, названного им спорогелитом, и несколько акцессорных минералов, встречающихся также и в бокситах.

Однако вскоре после своего опубликования это объяснение происхождения бокситов подверглось резкой критике, в особенности со стороны немецких геологов Дельтера и Диттлера.

Дельтер и Диттлер указывали, что, несмотря на присутствие общих минералов, количественное соотношение между ними в бокситах совершенно иное, чем в нерастворимых остатках известняков, что последние для того, чтобы иметь право называться бокситами, должны еще освободиться от большей части находящегося в них свободного и связанного кремнезема. Процессу же освобождения нерастворимого остатка известняков от кремнезема Кишинатч и Тучан не смогли дать удовлетворительного объяснения, и поэтому их теория происхождения бокситов не получила широкого признания.

Д. В. Рыжиков приводит доводы в пользу происхождения бокситов за счет нерастворимого остатка известняков на примере одного хорошо изученного месторождения Урала, залегающего на обладающих карстовым рельефом известняках верхнего силура и покрытого битуминозными среднедевонскими эйфельскими известняками.

Вначале автор приводит ряд достаточно веских доказательств в пользу того, что 1) данное месторождение не морского происхождения, как предполагалось вначале, а образовалось на суше во время регрессии из района месторождений нижнедевонского моря,

2) карстовый рельеф поверхности известняков в основании бокситовой залежи не представляет собой неровности морского дна, образовавшиеся на дне моря в результате метасоматоза, как это представляли себе некоторые геологи, а является типичным карстовым рельефом с его своеобразными понижениями и выступами, — провалами и остовами и характерной поверхностью известняков,

3) залежи боксита обычно приурочены к крупным понижениям среди известняков, представляющих собой не что иное как крупные карстовые области — поля, образовавшиеся в результате длительной стабилизации главного базиса эрозии.

Действительно, образование данных месторождений в море, в прибрежных его частях, неоднократно оспаривалось в литературе. Впервые против морского происхождения данных месторождений возражал еще в 1954 г. Л. С. Берг, и в настоящее время, как показала конференция по генезису бокситов в начале 1955 г. при АН СССР, эта точка зрения не разделяется уже многими геологами.

Далее Д. В. Рыжиков рассматривает следующие условия, необходимые для того, чтобы нерастворимые остатки известняков могли образовывать промышленные залежи бокситов.

1) Условия, обеспечивающие чистоту остаточных продуктов выщелачивания из-

вестиях
ми, то ч
обеспеч
известн
2)

в виде
как на
образов
карстов
развити
глубоки
своего р

Пр
полюх
вызвать
Од

одно н
бокситов
дуктов

Во
ния изве
последн
гов В
близок

Бокситы

Нефаст
извест

Ав
остатка
кислоты

Зат
вается с
«Что ка
няков та
диаспор
минерал
своей ма
мо-силн
Огромн
дают бо
действи

Об

понента,
дах, чем
гласно т
нормный
остатков

Эта
остатков
положен

а)
форме с
нераств
действи

К
ма в сил
ка». «Из

известняков. Если карстующийся массив не покрывается какими-либо рыхлыми породами, то чистота продуктов выщелачивания от вносимого потоками взвешенного материала обеспечивается осаждением последнего или в руслах потоков или в карстовых полостях известняков вблизи их контакта с некарстующими породами.

2) Условия, обеспечивающие накопления остаточных продуктов выщелачивания в виде промышленных залежей. Накопления нерастворимых остатков, образующихся как на поверхности, так и внутри карстующегося массива, могут, по мнению автора, образовываться путем постепенного их перемещения водами, циркулирующими по карстовым каналам. В результате такого переноса, совершающегося одновременно с развитием карстовых процессов, продукты выщелачивания стремятся достичь наиболее глубоких, обширных и открытых карстовых депрессий — полей, являющихся для них своего рода базами эрозии, где они и могут образовывать крупные накопления.

Приведенная Д. В. Рыжиковым схема накопления в карстовых депрессиях — полях больших масс остаточных продуктов выщелачивания известняков не может вызвать принципиальных возражений.

Однако остаточные продукты растворения известняков и бокситы — это далеко не одно и то же. Поэтому автор вполне правильно подчеркивает, что для образования бокситов должны существовать условия, обеспечивающие обогащение остаточных продуктов выщелачивания глиноземом.

Возможность такого обогащения глиноземом остаточных продуктов выщелачивания известняков обуславливается, по мнению автора, сходством химического состава последних с бокситами и нахождением в них глинозема в форме свободных гидроксидов. В подтверждение того, что химический состав остаточных продуктов известняков близок к составу бокситов, приводится содержание трех главных комплексов (табл. 1).

Таблица 1

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	Потеря при прокаливании	Примечание
Бокситы	3—7	50—55	21—24	10—15	По данным Е. П. Молдавцева
Нерастворимый остаток известняков	30—55	12—25	10—30	12—25	По данным В. Д. Архангельского

Автор считает, что «главное отличие между бокситами и нерастворимыми остатками известняков заключается в количественном содержании глинозема и кремнекислоты».

Затем, ссылаясь на статью К. Ф. Терентьевой и Н. С. Ильиной¹, в которой описывается случай нахождения диаспора и бёмита в известняках силура и девона, говорит: «Что касается минералогического состава, то глинозем нерастворимых остатков известняков так же, как и глинозем бокситов, представлен моногидратами алюминия — диаспоров и бёмитом». Отсюда делается такое заключение «Таким образом, основные минеральные компоненты бокситов и terra rossa не представляют собой (в главной своей массе) продуктов каких-то сложных процессов химического выветривания алюмо-силикатов, а находятся в самих известняках и, кроме того, как бы в готовом виде. Огромные массы известняков, будучи растворенными в результате процессов карста, дают большие массы нерастворимых остатков, которые благодаря длительному воздействию карстовых вод обогащаются глиноземом и превращаются в бокситы».

Обогащение глиноземом мыслится при этом за счет выноса кремнезема как компонента, более легко растворимого в нейтральных или слабощелочных карстовых водах, чем глинозем, в результате чего происходит накопление последнего в остатке. Согласно такой даваемой автором концепции, боксит представляет собой как бы нерастворимый остаток второго порядка, т. е. нерастворимый остаток от нерастворимых остатков известняков.

Эта, казалось бы, стройная концепция обогащения глиноземом нерастворимых остатков известняков, т. е. образования из последних бокситов, основывается на двух положениях:

а) на присутствии алюминия и кремния в нерастворенном остатке известняков в форме свободных оксидов и гидроксидов, б) на возможности обогащения глиноземом нерастворимого остатка за счет выноса из последних кремнезема при длительном воздействии карстовых вод.

¹ К. Ф. Терентьева и Н. С. Ильина. О минералах моногидрата глинозема в силурийских и девонских известняках в районе месторождения «Красная Шапочка». «Известия Академии наук КазССР», серия геологическая, 1942, № 4, стр. 23.

Именно эти два главных положения автора нам кажутся ошибочными. Автор на стр. 132 пишет: «Что касается минералогического состава, то глинозем нерастворимых остатков известняков, так же, как и глинозем бокситов, представлен моногидратами алюминия — диаспором и бемитом. Такие результаты якобы получены К. Ф. Терентьевой и Н. С. Ильиной для вмещающих известняков рассматриваемого месторождения».

1. О составе нерастворимых остатков известняка. Если внимательно прочитать указанную статью К. Ф. Терентьевой и Н. С. Ильиной, то такого вывода о составе нерастворимого остатка нельзя сделать.

В статье действительно указывается, что «в результате произведенных исследований в целом ряде нерастворимых остатков известняков силура и девона были обнаружены минералы моногидрата глинозема — диаспор и бемит». Далее, после их описания говорится, что «указанные минералы в ничтожной концентрации (подчеркнуто мной. — А. В.) довольно равномерно рассеяны во всей толще силурийских и девонских известняков». Наконец, высказываясь за сингенетичность этих минералов с известняками, авторы подчеркивают, что против приноса их из вышележащей бокситовой залежи «говорит разный комплекс терригенных минералов, встречающихся в известняках и бокситах (подчеркнуто мной. — А. В.)». Происхождение указанных минералов К. Ф. Терентьева объясняет путем «внесения в морской бассейн глинозема в виде золь или молекулярных растворов, которые впоследствии коагулировали и постепенно перекристаллизовывались». Таким образом, из статьи указанных авторов следует, что в известняках почвы и кровли бокситовой залежи в ничтожных количествах содержатся равномерно рассеянные в них диаспор и бемит и что терригенный материал бокситов и нерастворимых известняков представлен различными комплексами.

Из других работ К. Ф. Терентьевой и Н. С. Ильиной следует, что нерастворимый остаток известняков верхнего силура представляет собой довольно сложный минералогический комплекс. Количество нерастворимого остатка этих известняков обычно колеблется в пределах от 0,02 до 2,46%, составляя в среднем около 1,1%. Малое содержание нерастворимого остатка известняков вполне согласуется с весьма интенсивным проявлением карста. Наиболее интенсивные проявления карстовых процессов наблюдаются только в чистых известняках, содержащих малое количество примесей, так как последние, закрывая водопроницающие каналы, тормозят развитие карста.

Легкая фракция нерастворимого остатка, составляющая 97—99%, содержит, главным образом, каолинистые минералы, затем в меньшей степени кварц, полевой шпат, слюды (преимущественно мусковит) и хлорит.

Тяжелая фракция, составляющая обычно не более 3% нерастворимого остатка, представлена, главным образом, гидроокислами железа, затем пиритом, магнетитом, эпидотом, гранатом, диаспором, широксеном, роговой обманкой, анатазом, цирконом и др.

Диаспор обнаруживается в единичных зернах даже не во всех исследованных образцах тяжелой фракции, однако в двух образцах этой фракции он был встречен в значительных количествах.

В статье А. Д. Архангельского, на которую имеются также ссылки у Д. В. Рыжикова, приведены два следующих химических анализа нерастворимого остатка известняков, подстилающих бокситы (табл. 2)

Таблица 2

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	S	п. п. п.	Влага	Σ
31,70	1,47	24,90	25,78	1,39	0,55	0,40	11,60	2,05	99,24
54,13	3,35	12,85	16,45	0,67	2,32	0,04	5,1	2,24	97,15

В этих анализах, как указывает А. Д. Архангельский, нет никаких признаков присутствия свободного глинозема. Кроме того, в статье имеются указания, что и состав нерастворимого остатка известняков входят лептохлориты, гематит и хлорит.

Таким образом, из работ тех исследователей, на которые ссылается Д. В. Рыжиков, следует, что подавляющая часть нерастворимого остатка алюминия связана в решетках каолинита, гидрослюда, слюды, полевых шпатов и других алюмосиликатов и лишь сравнительно ничтожная его часть находится в форме гидроокислов — диаспора и бемита.

Для наглядности можно грубо приближенно представить себе степень концентрации диаспора в известняках почвы боксита. Принимая во внимание, что содержа-

А. Д. Архангельский. Типы бокситов СССР и их генезис. Труды конференций по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937

ние д
макс
в сред
не бо
бы «р

Д. В.
резул
перен

возмо
пока

О

разру
ледне

слабо

Д

протек

стни м

же —

перату

Г

исключ

и выно

М

нейтра

ментал

недоста

довани

рова

А. Н.

Нагглю

значен

ложени

хардта

значен

Во

ме, при

миним

Пр

0,014 —

остаетс

Со

pH, хар

Пр

остатке

не крем

первонач

и И

«сторожде

Ф.

не диаспора и бёмита в тяжелой фракции (единичные зерна не в каждой пробе) — максимум 10%, содержание тяжелой фракции в нерастворимом остатке составляет в среднем не более 3%, содержание нерастворимого остатка в известняке в среднем не более 2%, то для получения слоя боксита мощностью в один метр потребовалось бы «растворить» слой известняка мощностью порядка от 15 до 20 км.

2. О возможности обогащения глиноземом нерастворимого остатка известняков Д. В. Рыжиков полагает, что «остаточные продукты выщелачивания известняков в результате длительного воздействия на них карстовых вод — во время периодического переноса и переоткладывания в карстовых водотоках — обогащаются глиноземом за счет выноса кремнекислоты и превращаются, таким образом, в бокситы».

При том минералогическом составе, который имеется у нерастворимых остатков, возможность такого обогащения последних глиноземом в условиях карстообразования пока еще не доказана.

Ссылка автора на процессы латеритного выветривания, при которых происходит разрушение алюмосиликатов на свободные окислы алюминия и кремния и вынос последнего в силу его сравнительно большей растворимости в условиях нейтральной или слабощелочной среды, не может быть убедительной.

Латеритизация — процесс почвенный, происходящий на дневной поверхности и протекающий только при особых специфических климатических условиях при участии многих, в том числе и биогенных, факторов поверхностного выветривания. Здесь же — процесс карстовый, подземный, протекающий в почти постоянных условиях температуры, давления, pH и кислородного потенциала.

Глинозем и кремнезем нерастворимого остатка известняков находится почти исключительно в форме гидроалюмосиликатов и алюмосиликатов и поэтому растворение и вынос из последних кремнезема должен обязательно сопровождаться их распадом.

Многолетние исследования вопроса распада алюмосиликатов при воздействии нейтральных вод не позволяют сделать желательного вывода. К сожалению экспериментальные работы о гидролитическом разложении алюмосиликатов у нас еще очень недостаточны и, в силу необходимости, приходится обращаться к зарубежным исследованиям, краткую сводку которых можно найти в трудах И. И. Гинзбурга и Ф. В. Чухрова¹.

На основании довольно тщательно проведенных работ Энгельхардта, Корренса, Ниггли и других следует, что при длительном воздействии растворов с различными значениями pH на тонкие порошки полевых шпатов происходит гидролитическое разложение последних. Так, например, по упоминаемым Ф. В. Чухровым опытам Энгельхардта, подвергнувшего обработке тонкий порошок адуляра растворами с различными значениями pH, перешло в раствор следующие количества (табл. 3).

Таблица 3

pH	Количество вещества, перешедшего в раствор в % к их содержанию в адуляре		
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O
3,0	9,4	2,0	18,2
6,6	0,8	1,4	9,6
11,0	4,3	3,9	14,2

Во всех случаях кремнезем и глинозем переходят в растворы в молекулярной форме причем в нейтральной среде (pH = 6,6) переход кремнезема и глинозема в раствор минимальный.

При этом процессе на частицах адуляра вскоре образуется оболочка толщиной 0,014 — 0,160 м из труднорастворимых продуктов разложения. Однако эта оболочка остается постоянной, и растворимые вещества могут через нее диффундировать.

Состав остаточного продукта, полученного из адуляра при различных значениях pH, характеризуется данными таблицы 4.

Приведенная таблица 4 показывает, что относительное содержание кремнезема в остатке тем выше, чем более кислым является раствор, что относительное содержание кремнезема в остатке, при всех значениях pH раствора, не снижается против его первоначального относительного содержания в адуляре. Таким образом, приведенный,

¹ И. И. Гинзбург. Некоторые физико-химические моменты в образовании месторождений бокситов. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1942 г.
Ф. В. Чухров. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955, стр. 59—67.

Таблица 4

Значение pH раствора	Размер частиц порошка адуляра в μ	Кол-во раствора в см^3	Соотношения кремнезема и глинозема в остатке
0	3—10	523	Чистый кремнезем
3	1	1842	$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2 = 1:10,7$
"	"	4742	" $= 1:13,0$
"	"	9072	" $= 1:12,0$
"	"	1865	" $= 1:11,7$
6	"	—	" $= 1: 5,88$
7—6	"	—	" $= 1: 5,75$
7—6	"	—	" $= 1: 5,70$
6	"	2495	" $= 1: 5,85$
"	"	—	" $= 1: 5,56$

а также и многие другие опыты ясно показывают, что при гидролитическом разложении алюмосиликатов как глинозем, так и кремнезем способны переходить в раствор, что накопления свободного глинозема в нерастворимом остатке при всех значениях pH не происходит.

Следовательно, нет никаких оснований предполагать, что из таких устойчивых в гипергенных условиях минералов нерастворимого остатка известняков, каолиниты, слюды, гидрослюды, может, даже и при весьма продолжительных промываниях их нейтральными карстовыми водами, получаться боксит.

Не разделяя точки зрения автора на бокситы как на остаточные продукты выщелачивания известняков, возникающие в результате карстовых процессов, мы далеки от того, чтобы отрицать большую роль известняков и их карстовых процессов для формирования и последующего сохранения бокситовых залежей, расценивая ее, однако, с совершенно иных позиций.

В. В. ГАЛИЦКИН

РОЛЬ МОЛОДОЙ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ХРЕБТА ҚАРАТАУ

Значение молодой тектоники в формировании рельефа Западного Тянь-Шаня обсуждается в нашей литературе много лет. В 1926 г. Д. В. Наливкин (17, стр. 182) указал на наличие четвертичных эпейрогенических движений в северных дугах Тянь-Шаня, в хребтах Каратау и Таласском Алатау. В своей речи на годовом заседании Геологического Комитета 12 февраля 1928 г. он подчеркнул, что (18, стр. 159) «наиболее поразительным явлением, связанным с четвертичной эпохой, являются вертикальные поднятия в северных дугах». Он же обратил наше внимание и на дифференциальный характер этих движений, указав, что (18, стр. 160) «размеры поднятий увеличивались от концов пояса северных дуг к его середине», в частности, от Каратау к Таласскому Алатау.

Последовавшие более детальные геологические и геоморфологические многолетние работы полностью подтвердили огромное значение четвертичных дифференциальных движений в формировании рельефа региона. Четвертичный (в основном) возраст хребта Каратау был доказан геологическими, геоморфологическими и биогеографическими методами. До последнего времени в литературе по этому вопросу не было противоречий и не приводилось опровергающих фактов.

Широкие, планомерные геологические, геоморфологические и физико-географические исследования, произведенные после Октябрьской революции в смежных регионах, выяснили и общие черты и многие детали их геологической истории и дали огромное количество фактов, подтверждающих широчайшее распространение четвертичных движений, формирующих их рельеф, на что для Тянь-Шаня указали еще в 1905 г. Пум-жели, Дэвис и Хентингтон (30).

Не так давно в № 3 «Известий Всесоюзного Географического общества» за 1953 г. помещена статья Н. И. Кригера и А. И. Семенова на тему о роли молодой тектоники в Малом Каратау. Авторы начали ее с общих пессимистических утверждений о том, что (14, стр. 576) «вопрос о послетретичных тектонических движениях очень сложен и требует осторожного подхода. Методика изучения этих движений до сих пор слабо разработана».

В статье отрицается правильность всех доказательств четвертичных движений, которые были приведены предшествующими исследователями Малого Каратау; конечный вывод таков (14, стр. 587). «дифференциальные тектонические движения в послетретичное время в описываемом районе пока не доказаны (разрядка авторов). Можно говорить лишь об общем поднятии района, прерывавшемся остановками и, может быть, даже опусканиями».

Несколько ранее, в том же 1953 г., Н. И. Кригер опубликовал статью (13) «Инженерная сейсмотектоника и вопросы новейших тектонических движений», состоящую из трех глав. «1. Связь землетрясений с тектоническими разрывами, 2. Новейшие тектонические движения, 3. Черты закономерностей в развитии речных и морских террас». Список литературы к этой статье довольно большой — 143 названия.

В главе второй этой статьи (13, стр. 99) автор, ссылаясь на известные методические работы Н. И. Николаева (20, 21), также пытается убедить читателей в слабости разработанности методики изучения новейших тектонических движений и далее подчеркивает наличие многочисленных разногласий в трактовке неотектоники отдельных районов разными исследователями и разногласий, возникающих при изучении неотектоники различными методами.

Для читателей, знающих литературу предмета, вывод автора совершенно неожидан, он пишет (13, стр. 124) «1. Приходится констатировать крайнюю ограниченность наших знаний о новейших тектонических движениях».

Явная тенденциозность, с которой Н. И. Кригер замалчивает все положительные результаты изучения новейших движений, ничем не оправдывается.

Вступление в первой статье и вывод во второй производят впечатление, что авторы не знают или не понимают содержания литературы, указываемой в списках к статьям.

Утверждение о слабости методики изучения послетретичных движений не отвечает действительности и дезориентирует читателей. В литературе известно много работ с детальными описаниями методов изучения послетретичных движений на конкретных примерах. С их основными результатами и легко познакомиться по упомянутой монографии Н. И. Николаева (20), вся первая часть которой посвящена описанию этих методов. Наличие некоторых разногласий, о существовании которых надо судить по конкретным материалам, с их разбором в каждом случае, не может опровергнуть имеющихся больших достижений в разработке методики.

Повсеместное распространение явлений молодой тектоники в наше время — настолько доказанный и общепризнанный факт, что трудно назвать регион, в котором это явление не имеет места.

Б. Л. Личков (1941, (16), вся статья и особенно стр. 7—13) показал, что энергичные вертикальные движения земной коры — характернейшая черта современной геологической эпохи на всем земном шаре.

Н. И. Николаев (1947) пришел к выводу, что (19, стр. 184) «На всей территории Русской платформы и в прилегающих областях других структурных элементов земной коры как на суше, так и в пределах моря — всюду наблюдаются новейшие колебательные движения и нет таких мест, которые были бы лишены».

Общий вывод ясен. Сомнительно не наличие молодых движений, а их отсутствие в каком-либо значительном регионе земного шара, теперь именно это надо доказывать.

Я не собираюсь отрицать сложность явлений неотектоники и необходимость осторожного подхода при их изучении, но, разумеется, сложность изучения структур и тектоники древних периодов еще большая, а неотектоника является объектом, более доступным и легким.

Н. И. Кригеру и А. И. Семенову действительно следовало бы проявить осторожность, высказывая свои многочисленные и необоснованные сомнения о проявлении дифференциальных четвертичных движений. Нужны не сомнения, а конкретная критика, новые факты, опровергающие старые доказательства, например, по вопросу о формировании сухих дельт (13, стр. 111), но они их привести не могут (см. статьи К. В. Курдюкова, 1951 г. и О. А. Рыжкова, 1951 г.).

Советскими геологами и геоморфологами очень много сделано в выяснении и утверждении роли молодой тектоники в формировании современного рельефа земли. Достаточно указать на работы В. А. Обручева, лично доказавшего четвертичный возраст формирования многих горных сооружений нашей страны¹.

¹ Работы В. А. Обручева по этому вопросу переизданы в 1951 г. особым сборником (22).

Для Тянь-Шаня неопровержимые доказательства дифференциальных четвертичных движений обоснованы, кроме уже указанных работ, исследованиями В. Н. Вебера, С. С. Шульца, Б. А. Федоровича, Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова и многих других геологов, работы которых упомянуты Н. И. Кригером (13) в списке литературы, но их доказательства не приняты им во внимание.

Примеры складчатых и разрывных четвертичных нарушений очень большой амплитуды [до 4800—5200 м в г. Суле-Тау (25), стр. 24] были показаны, обсуждены и признаны на экскурсиях и заседаниях Всесоюзного рабочего совещания в г. Ташкенте в октябре 1948 г. по итогам изучения четвертичного периода (25, часть II. Обсуждение результатов экскурсий, стр. 227, 279, резолюция, п. 14, стр. 282).

Вернемся к статьям: в обеих авторы приводят по Малому Каратау одни и те же рисунки и дословно повторяют некоторые формулировки.

Н. И. Кригер (13, стр. 103) пишет «Для иллюстрации спорности дифференциальных тектонических движений, восстанавливаемых по геоморфологическим данным, приведем пример восточной части Малого Кара-Тау (по наблюдениям 1947 г.)».

В доказательство молодых дифференциальных тектонических движений в Кара-Тау приводились следующие, подчас друг другу противоречащие, данные:

- 1) развитие по долинам террас (ближе не изученных) по В. Н. Веберу, отсутствие хорошо выраженных террас в ущельеобразных долинах по В. В. Галицкому;
- 2) отсутствие правильной сети дренажа в области развития складчатых каменноугольных отложений на границе гор и низменности (эрозия, по мнению В. Н. Вебера, не успела выработать систему дренажа);
- 3) выраженность в рельефе Каройского сброса по северо-восточному склону хребта Кок-Джон (на границе двух литологически различных толщ);
- 4) морфология долин (ущельеобразный характер долин, поперечные долины);
- 5) развитие по соседству в ландшафте элементов рельефа различного морфологического возраста;
- 6) находки в карстовых пустотах зубов третичных акул (вместе с фаунальным характером палеогена на северо-восточном склоне гор этот факт свидетельствует о наличии моря в Кара-Тау в третичное время);
- 7) различная высота залегания «палевых известняков», образовавшихся, по мнению В. В. Галицкого, в бассейне раннечетвертичного времени;
- 8) отсутствие древних ледниковых отложений в Кара-Тау при широком развитии их в соседнем хребте (Таласский Алатау), что связывают с недавним возникновением Кара-Тау;
- 9) остатки древней денудационной поверхности на вершинах хребтов» (То же см. [14], стр. 577).

Далее он продолжает (13, стр. 104): «Убедительность перечисленных доказательств четвертичных тектонических движений может подвергаться сомнению. Взаимно противоречащие данные о развитии или отсутствии террас по долинам приводятся В. Н. Вебером и В. В. Галицким в обоснование четвертичной тектоники».

В. Н. Вебер работал в Каратау раньше меня, в его работах довольно мало данных о речных террасах, но они точны. Нигде наблюдения В. Н. Вебера над террасами мною не опровергались и ничего противоречащего с моими данными они не содержат. Наличие террас на одних участках долин и отсутствие их в других — ущельеобразных — общеизвестное явление, причины которого излагаются в каждом учебнике общей геологии и геоморфологии, поэтому говорить об этом здесь не приходится. На рис. 3 а, в (13, стр. 106), (то же на рис. 2 а, в, 14, стр. 580) Н. И. Кригером также показано, что в ущельеобразных верхних участках долины р. Тамды террасы не развиты, а ниже они имеются.

Морфология поперечных и продольных профилей долин и отметки бровок их склонов приводятся В. Н. Вебером [4, стр. 21, 67, 68, 72, 5, стр. 846] и мною [7, стр. 556, (8) стр. 178, 179, карта] в доказательство антецедентности некоторых долин Каратау, например р. Боролдая в Южном, р. Джумзудука в Центральном. Взаимное противоречие данных В. Н. Вебера и В. В. Галицкого существует, таким образом, только в ничем не оправданных представлениях Н. И. Кригера.

Н. И. Кригер и А. И. Семенов, выясняя роль молодой тектоники в геоморфогенезе Малого Каратау и его предгорий, сделали весьма существенную методическую ошибку, пытаясь решить этот вопрос на участке ограниченных размеров. Схематические геоморфологические карты, приведенные в их работе (14, стр. 578, рис. 1 и стр. 585, рис. 4), охватывают лишь небольшую юго-восточную часть Малого Каратау и прилегающую часть Бийликульской равнины, первая карта (рис. 1) охватывает площадь примерно 700 км², вторая (рис. 4) — 600 км².

Если у авторов не было собственных наблюдений по молодой тектонике для более обширного района, то все же следовало использовать литературные данные, а также геологические, геоморфологические и детальные топографические карты, характеризующие регион более широкий.

Наиболее общим, характерным элементом рельефа Малого Каратау являются

плоские
ние. С
повер
тук),

рбно

ных п

в одну

расы

жет я

В. Н.

ности

генети

делах,

ность,

сложе

ское и

на все

ных о

графич

стр. 23

юрски

дерево

го мед

склоне

на сем

го в де

Н

да к

11 с. 11

ные «

свиты

Я

очень

табл.

лог ка

очевид

лесс с

«пале

ном во

которы

«Пале

няков,

которы

плоские вершины водоразделов. Н. И. Кригер и А. И. Семенов обратили на это внимание. Они указывают (14, стр. 579): «В описываемом районе различают денудационные поверхности на высотах 1100—1200 м (хр. Кок-Джон), 820—880 м и более (хр. Бултух), 700—775 м (хр. Ак-Тау) и предгорную равнину на высоте 500—550 м».

Эти уровни, кроме предгорной равнины, имеют дочетвертичный возраст, и мы подробно не касаемся их в данной статье».

В последней фразе явно видна существенная недооценка значения денудационных поверхностей для выяснения позднейших тектонических деформаций.

В принципе, если мы уверены в первичном горизонтальном или слабо наклонном в одну сторону залегании пласта, поверхности выравнивания, поверхности речной террасы и террасы «сухой дельты», то каждое значительное нарушение их залегания может явиться указанием на последовавшие тектонические движения.

Еще в 1931 г. работами Д. Н. Тарасова, данные которых приведены в работе В. Н. Вебера (5, стр. 846) и моей (10, стр. 99), доказано, что денудационные поверхности хребтов Кок-Джона, Бултука и Ак-Тау представляют собою пространственно и генетически единую поверхность, наклоненную на северо-восток под углом $2—2,5^\circ$.

Трех высотных «ступеней» и нескольких денудационных поверхностей на водоразделах, как предполагают авторы (14, стр. 579), не существует. Есть единая поверхность, имеющая в общем однообразный уклон, разрушенная денудацией на участках, сложенных песчаниками и сланцами Каройской свиты. После Д. Н. Тарасова генетическое и пространственное единство этой поверхности было прослежено и подтверждено на всей территории Южного Каратау и изображено на «Геоморфологической карте горных областей Юго-Восточного Казахстана», м 1:1 000 000, изданной Институтом географии и Казахским филиалом Академии наук СССР в 1954 г. (11).

Время формирования этой единой поверхности, как известно [7, стр. 558, (9), стр. 234], датируется нижнемеловым периодом, так как она срезает дислоцированные юрские отложения, что хорошо видно в долинах рек Большой и Малой Бугуни, около деревень Леонтьевки и Китаевки, а на ней залегают базальные конгломераты верхнего мела в долине р. Арыс, верхнемеловые песчаники и красные глины на юго-западном склоне в водоразделе Каратау и мелкие кварцевые конгломераты с костями динозавров на северо-восточном склоне Малого Каратау, около колхоза «Инталы», расположенного в долине р. Шабакты.

На этой древней поверхности, на участке, непосредственно примыкающем с запада к площади, изображенной на карте Н. И. Кригера и А. И. Семенова (13, стр. 587, рис. 1), на главном водоразделе Каратау широко распространены слабодислоцированные «палевые известняки», лежащие на филлитах верхнепротерозойской кокджотской свиты (8, стр. 236, рис. 2, карта).

Я напоминаю, что «палевые известняки» — действительно известняки, причем очень чистые по составу, содержащие 74—99% карбонатов [см анализы, (7), стр. 552, табл. 1]. Предположение Н. И. Кригера (13, стр. 104), что «палевые известняки» — аналог каменных лёссов и других разновидностей лёссов — является ошибкой, вызванной, очевидно, тем, что он не познакомился с результатами анализов этих пород. Каменный лёсс содержит 35,85% карбонатов, а лёсс по С. С. Неуструеву — 25,91%. Образование «палевых известняков» в условиях современного рельефа их местонахождения на главном водоразделе Каратау совершенно исключено, это — тонкослонистые водные осадки, которые могли формироваться только в условиях рельефа широкой плоской равнины. «Палевые известняки» являются гомологом травертиноподобных (ноздреватых) известняков, залегающих в лёссах и лёссовидных суглинках сохского комплекса Ферганы, который, как это доказал Н. П. Васильковский (1, стр. 15), лежит над отложениями с остатками *Elephas ex. gr. meridionalis Nestl.* по заключению Е. И. Беляевой указывающих «на древнечетвертичный, скорее же верхнеплиоценовый возраст». Таким образом, нижнечетвертичный возраст «палевых известняков» и их гомологов в настоящее время не вызывает сомнений [см также (23), табл. 3, «Схема подразделения кайнозойских континентальных моласс Ферганы»].

Сопоставление геологических и гипсометрических условий современного нахождения «палевых известняков», приведенное мною (9, стр. 236, 237) для района от северо-западного конца Каратау до долины р. Пскема (Нанайская терраса) и Н. П. Васильковским (1, стр. 18—20, 22) от р. Пскема до района ст. Урсатьевской и каменноугольного месторождения Кок-Янгак в юго-восточной части Ферганского хребта, показывает, что после образования этого водного осадка в хребте Каратау и Западном Тянь-Шане произошли значительные дифференциальные поднятия.

Современные гипсометрические отметки древней денудационной поверхности Малого Каратау в пределах участка, изображенного на картах Н. И. Кригера и А. С. Семенова, указывают, что эта поверхность после отложения «палевых известняков» также дифференциально приподнята на высоты от 500 до 1200 м.

Авторы почему-то не рассматривают юго-западного и южного обрамления Байдикульской впадины. В. Н. Вебер, приводя в доказательство молодых движений прекрасную выраженность в рельефе Каройского сброса, ограничивающего Малый Каратау от

Бийликульской впадины (4, стр. 34, 67, 68, 78, 79), подразумевал именно его участок от р. Арба-Тас к юго-востоку, где уступ между древней денудационной поверхностью водораздела (г. Беркара — 1611 м), крутым склоном хребта и пологим склоном от линии сбрасывателя к озеру выражен наиболее резко. Авторы вместо этого, отсылают читателей к рассмотрению участка Каройского сброса к северо-западу от р. Арба-Тас, где четвертичные движения по этому древнему разрыву затухают, в чем В. Н. Вебер и не сомневался. Таким образом, п. 3 в вышеприведенной цитате (стр. 5) является следствием невнимательного чтения работы В. Н. Вебера.

С юга Бийликульская впадина ограничена резко выраженным тектоническим уступом гор Улькун-Бурул, на южном склоне которых сохранилась древняя денудационная поверхность, одновозрастная, по видимому, Каратауской (нижнемеловой), она прослежена и далее на восток, по южному склону Киргизского хребта.

Вдоль северного склона Киргизского хребта и Улькун-Бурула, на протяжении нескольких сот километров, проходит четвертичный взброс, установленный еще в 1931 г. Б. А. Федоровичем (26) в районе г. Фрунзе. По этому взбросу Киргизский хребет приподнят над Муюнкумской равниной и Улькун-Бурул — над Бийликульской впадиной. Таким образом, и по южному обрамлению впадины доказаны дифференциальные молодые движения.

С. Н. Колов, изучавший геологические и гидрогеологические условия района озера Бийли-Куль в 1926 — 1929 гг., писал, что (12, стр. 76) «... касаясь вопроса о происхождении Бийли-Кульской котловины, можно совершенно отказаться от привлечения тектонических гипотез и объяснить исключительно эрозийными агентами». Н. И. Кригер и А. И. Семенов также связывают образование озерной котловины с эрозией и литологией коренных пород дна котловины. Они пишут, что южная котловина озера (14, стр. 585), «вероятно, связана с продолжением под четвертичными отложениями легко разрушающихся гранитов».

По расчетам, приведенным в работе С. Н. Колова (12, стр. 89), современный процесс аккумуляции осадков в озерной котловине происходит со скоростью 3 см в год, и ее заполнение может произойти весьма скоро, через 80 — 100 лет. По данным В. Н. Вебера и других исследователей, аккумуляция — основной геологический процесс, происходящий на Бийликульской равнине в течение всего четвертичного времени. По данным той же работы Н. И. Кригера и А. И. Семенова (14, рис. 1 и 4), вокруг озера располагается «равнинная область четвертичных (озерных и аллювиально-пролювиальных), отложений», в пределах которой выработано четыре аккумулятивные террасы высотой до 20 — 25 м. Таким образом, эрозия могла иметь значение в формировании Бийликульской котловины только в отдаленном прошлом.

Молодые движения в районе гор Улькун-Бурул, Бийликульской впадины и северо-восточных предгорий Малого Каратау В. Н. Вебер (4, стр. 78, 79) обосновал многими данными, в том числе отсутствием правильной сети дренажа и наличием бессточных впадин. Много лет спустя после его полевых работ появились точные топографические карты указанного района, которые подтверждают его выводы о молодости движений.

На картах хорошо видны следы бифуркации р. Ассы южнее и севернее гор Улькун-Бурул. Одно из более старых русел Ассы обогло эти горы с запада. Выше дер. Головачевки из Ассы выходил влево ряд протоков (Ак-Куль, Бушахай), которые и сейчас, в многоводные годы, питают ныне бессточное оз. Ак-Куль (курорт), расположенное у южного подножия гор Улькун-Бурул. По видимому, совсем недавно сток из оз. Ак-Куль проходил в западном направлении, через солончак, на дне высохшего озера, у колхоза «Большевик» и далее — по эпигенетической и antecedentной долине с сухим руслом Ак-Су, между горами Улькун-Бурул и Малый Каратау, на север, к юго-восточному концу оз. Бийли-Куль.

Северо-восточное оз. Бийли-Куль, от р. Ассы, показана протока Ак-Чувак, уходящая вправо к солончаку Белек-Шор, расположенному в широкой хорошо выраженной впадине северо-восточного простиранья, а основное современное русло Ассы направлено на северо-запад, к оз. Ак-Куль (северному). Кроме того, в этом же районе показана бифуркация одного из протоков «сухой дельты» р. Таласа — Тас-Арыка, который в своих низовьях раздвоен; одно его русло направлено на северо-запад, в Белек-Шор, другое — на северо-восток.

Процессы современной и верхнечетвертичной аккумуляции, характерные для Бийликульской впадины, резко отличают ее от окружающих горных районов, где развита синхронная денудация, и свидетельствуют о дифференциальном характере движений впадины и окружающих гор.

Важным доказательством новейшего тектонического прогибания Бийликульской впадины являются гравиметрические данные, по которым район озера и к востоку от него характеризуется значительной местной аномалией силы тяжести, вычисленной в редукции Буге. Отчетливо видна пространственная связь между районом аккумуляции четвертичных отложений и районом аномалии.

Отрицая молодые дифференциальные движения Малого Каратау, авторы большое значение придают своим наблюдениям над террасами р. Тамды, но наблюдения эти до-

вольно
ны р.
Попер
уверен
нрав во
вертой

да, не
8 км с
терра
привед

Д
ценно
казано
добную
Ферен
Особен
добно с
в своих

Пр
лаводк
лечного
№ 61, р
искрыл
и наблю
чия мол

Сл
ли-Куль
нем озе
топогра
табл.):
Се
Куль, в
на так
так как
отметка

Пр
высот, о
дну от
Кумов:
Шора,
гора К
Ак-Куль
западнее
дороге,
новка, н

Ур
восток
районе
5 км; «
Шора —

Та
современ
фактами
Зна

ных отм
Ясно, ч
нить их
Ост

Он счита
и причин
мому, се
и Васили
числе п

В.
лем, при
построил
и других

вольно схематичны. На рис 2 (14, стр. 580) показаны только поперечные сечения долины р. Тамды на различных участках с отметками террас четвертой и более высоких. Поперечные сечения не увязаны между собою продольным профилем, и нет никакой уверенности в правильности возрастного сопоставления обрывков террас, особенно привлекая во внимание данные авторов (14, стр. 581) о значительном колебании высот четвертой и пятой террасы (IV — 18,0 — 25,0, V — 30,0 — 35,0).

Авторы пишут (14, стр. 581). «... следует подчеркнуть, что на указанном (правда, небольшом) отрезке долины (ниже хр. Бульдук — В. Г.) общим протяжением 7 — 8 км сколько-нибудь значительных колебаний относительных высот террас не наблюдается» (разрядка авторов), но этот вывод не вытекает с приведенной характеристикой высот террас.

Далее они пишут, что ниже хр. Ак-Тау (14, стр. 581) «высоты террас вниз по течению р. Тамды снижаются», что и отражено в схеме на рис. 3 (14, стр. 583), где показано даже слияние первой и второй террасы. Они считают, что (14, стр. 582) «подобную картину развития террас еще нет оснований связывать с дифференциальными тектоническими движениями (разрядка авторов)». Особенности террасообразовательного процесса в низовьях р. Тамды более правдоподобно связывать с тем, что эта река, вследствие испарения и фильтрации воды в грунт, в своих низовьях не способна к достаточно энергичной эрозионной работе».

Предположение о слабости энергии р. Тамды неосновательно, так как во время паводков в настоящее время и в прошлом р. Тамды выносила большое количество галечного грубого материала далеко на восток С. Н. Колов (12, стр. 73, рис. 3) в шурфе № 61, расположенном в 7 км к северо-западу от истока р. Ассы из озера Бийли-Куль, вскрыл галечники на глубине 2,9 — 5,8 м; ниже идут коренные породы. Таким образом, и наблюдения авторов над террасами «сухой дельты» р. Тамды не опровергают наличия молодых движений в ее районе.

Следует обратить внимание и на то, что высокие эрозионные террасы озера Бийли-Куль, изображенные на рис. 4 (14, стр. 585), имеют относительные высоты над уровнем озера, по данным авторов (14, стр. 583, 584), и абсолютные отметки, по данным топографических карт, следующие (см табл.).

Севернее и восточнее озера Бийли-Куль, в пределах карт авторов, террас на таких же абсолютных отметках нет, так как нет высот, обладающих такими отметками.

Привожу на и больше не отметки высот, отделяющих Бийликульскую впадину от низовьев р. Таласа и Муюн-Кумов: высшая точка севернее Белек-Шора, в урочище Тас-Бастау, — 499 м, гора Кыш-Кызыл, на северном берегу Ак-Куля — 491 м, бугор Кемир, северо-западнее Туз-Куля, — 491 м. Отметки северного подножья Улькун-Бурула, на главной дороге, — 480—520 м, то же для Кыш-Бурула — 560 м, отметка района пос. Буденновка, на восточной окраине «сухой дельты» р. Таласа, — 500 м.

Уровни высоких террас VI и VII должны были бы продолжаться «в воздухе» на восток до Чу-Илийских гор. V — открывается в Муюн-Кумы «проливом» шириной в районе Белек-Шора не менее 18 км, восточнее Ак-Куля — 10 км, западнее Ак-Куля — 5 км; «пролив» IV террасы в районе Ак-Куля — небольшой ширины, в районе Белек-Шора — 9 км.

Таким образом, предположение о существовании в прошлом озера или реки на современных абсолютных отметках IV — VII террас не только не подтверждается фактами, но и просто абсурдно.

Значит, террасы IV — VII были образованы в прошлом на более низких абсолютных отметках и подняты до современного положения дифференциальными движениями. Ясно, что общее поднятие и Каратау и района впадины Бийли-Куля не может объяснить их современные высоты.

Остановлюсь еще на одном вопросе, затронутом Н. И. Кригером (13, стр. 111). Он считает неправильными представления В. Н. Вебера (3) об условиях формирования и причинах миграции «сухих дельт» на северном склоне Алайского хребта и, повидимому, сожалеет, что «идеи В. В. Вебера (Н. И. Кригер спутал Валерия Николаевича и Василия Валериановича Вебера — В. Г.) широко проникли в литературу, в том числе и в учебники».

В. Н. Вебер был одним из лучших наших геологов, тонким и точным наблюдателем, признанным мастером геологического картирования. Он собирал материал и построил свои выводы на основании многих лет своей полевой работы в Фергане, Алае и других районах Туркестана.

	Относительная высота в м	Абсолютная отметка в м
Уровень озера	—	438,0
Терраса IV	20—25	458,0—463,0
Терраса V	34—40	472,0—478,0
Терраса VI	65—80	503,0—518,0
Терраса VII	105—115	543,0—553,0

Н. И. Кригер пишет (13, стр. 111): «... мы имели возможность обследовать конгломератово-галечниковые поверхности по реке Исфара. На основании этого обследования мы считаем возможным дать иное объяснение происхождению галечниковых накоплений в Алайских горах.

В В. Вебер (ошибка: В. Н.) указывает (стр. 236, лист Исфара. — В. Г.), что в большинстве случаев (разрядка В. Г.) описываемые им «сухие дельты» морфологически мало похожи на типичные дельты. По его словам, они «... размыты настолько, что если бы не дельта Алауддина, мы не охарактеризовали бы их термином «дельта».

Н. И. Кригер и тут напутал: в большинстве случаев «сухие дельты», изображенные на известной схематической карте В. Н. Вебера (6, стр. 233, рис. 106), вошедшей в учебники, выражены очень хорошо. Цитата, которую Н. И. Кригер привел из работы В. Н. Вебера, искусственно вырвана из следующего абзаца (6, стр. 236): «Возраста конгломератов дельт серии А — С мы не знаем, лежат они непосредственно на палеозое, но относительная их древность, по сравнению с конгломератами серии С — С, несомненна, так как эти дельты размыты настолько, что если бы не дельта Алауддина, мы не охарактеризовали бы их термином «дельта». И здесь и ранее (6, стр. 234) В. Н. Вебер пишет о плохой сохранности только наиболее древних дельт и приводит зарисовки, карту и блокдиаграмму (6, рис. 69 — 71 и 107) классически выраженной древней «сухой дельты» р. Алауддина.

Продолжаю далее текст Н. И. Кригера (13, стр. 111): «Доказательств большой древности южных «дельт» по сравнению с северными В. В. Вебер (ошибка: В. Н.) не приводит, если не считать указания на большие размеры «дельты» р. Алауддина (В. Н. Вебер указывал не на размер, а на размытость — В. Г.). По нашему мнению, галечниковые накопления каждой «дельты» не являются результатом одного цикла, а связаны с несколькими террасами. Все «дельты» по реке Исфаре приурочены к широтным межгорным продольным долинам. Наличие этих продольных долин, пересекаемых меридиональными речными долинами, и послужило причиной галечниковых накоплений (разрядка В. Г.). Река, выходя из ущелья и пересекая поперек межгорную долину (разрядка В. Г.), теряет скорость течения и отлагает крупнозернистые осадки.

Таким образом, «сухие дельты» Алайского хребта не могут приводиться в обоснование крупных дифференциальных поднятий четвертичного возраста.

В этих цитатах из статьи Н. И. Кригера заключаются все его «опровержения» фактического материала В. Н. Вебера и теории миграции «сухих дельт», подтверждаемой всеми последующими работами [С. С. Шульца (28), К. В. Курдюков (15); О. А. Рыжков (23)]. Н. И. Кригеру оказалось достаточным обследовать одну долину Исфары.

Н. И. Кригер считает возможным существование пересекающихся под прямым углом долин. В. Н. Вебер будто бы не доказал, что южные размытые дельты древнее северных. По Н. И. Кригеру, река, потеряв скорость и отложив крупнозернистый материал в дельте, приуроченной к южной впадине, могла продолжать течение на север и отлагать такой же материал одновременно во всех дельтах, расположенных ниже по течению. Объяснения Н. И. Кригера совершенно фантастичны: они противоречат всем законам формирования долин, дифференциации аллювиальных отложений, определению термина «долина».

В. Н. Вебер подробно разобрал (6, стр. 238, 239) предположение о древнем существовании Хайдаркентской котловины, в которой отложена сухая дельта р. Алауддина, и доказал полную несостоятельность этого предположения. В этой котловине нет и признаков ее затопления рекой с образованием озера или формирования ее речной эрозией. Тем непонятнее легкость, с которой Н. И. Кригер пишет о возможности многократных пересечений межгорных древних долин более молодой рекой.

Наличие молодых (современных) складчатых и разрывных дислокаций в долине р. Соха было подтверждено в 1935 г. работой С. С. Шульца (28, стр. 178 и рис. 32) и недавно — работой К. В. Курдюкова (15), в которых приведены хорошие аэрофотоснимки молодых широтных антиклиналей, пересекаемых antecedentными меридиональными участками долины.

Широтные понижения рельефа являются тектоническими впадинами, а не «долинами», как это думает Н. И. Кригер. Доказано, что они моложе долины р. Соха. Возвращаясь к Каратау, отмечу, что западнее Каратау, в Кызыл-Кумах, четвертичные движения сопровождались широкими миграциями русла р. Сыр-Дарыя, описанными Б. А. Федоровичем (27). Первоначально сток Пра-Сыр-Дарыя был направлен на запад примерно вдоль параллели 41°, затем 42°, позднее она отклонилась на север. Северо-восточнее Каратау молодые движения в долине р. Чу доказаны Л. И. Яковлевым. Северо-западнее, в Северном Приаралье, А. Л. Яншин (29, стр. 625—629) установил широкое распространение молодых тектонических движений, сформировав-

ших бол
перестра
XVII век
При
и смежи
ференци
и Малый

1. В
жений се
Узбекско
2. В
вестия Г
3. В
1929—193
5. И
Казахста
6. В
верная п
1934.
7. П
хребта К
вып. 6, с
8. П
Централ
1936, т. 2
9. П
(Scorzone
т. 77, вы
10. П
кесуля А
стр. 89—
11. К
Казахста
1945.
12. К
дарьинско
13. П
ческих де
сударств
ин, М.,
14. К
Малого К
1953, т. 8
15. К
ла», 1951
16. Л
СССР», с
17. Н
печать»,
18. Н
вестия Ге
19. Н
платформ
1947, т. 1
20. Н
четвертич
21. Н
Справочн
387.
22. О
гиз, 1951
23. Р
кайнозойс
стр. 111—

ших большое количество бессточных впадин этого региона и современных движений, перестраивающих речную сеть в бассейнах озер Челкар-Тениз и Чубар-Тениз после XVII века

Приведенные данные по четвертичной геологии и геоморфологии хребта Каратау и смежных регионов показывают широкое распространение в них четвертичных дифференциальных движений, имеющих большую амплитуду, а также то, что Каратау и Малый Каратау, в основном, образованы ими в послесохское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений северо-восточного Узбекистана. Труды Института геологии [Академии наук Узбекской ССР]. Вып. 6, Ташкент, Изд. АН УзССР, 1951, стр. 5—44.
2. Вебер В. Н. Восточный Кара-Тау (Аулие-Атинский уезд, Туркестан). «Известия Геологического Комитета», 1925, т. XI—IV, № 9, стр. 813—826.
3. Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. Геологический вестник, 1929—1930, т. VII, л. 6. (северо-западная часть). Труды ЦНИГРИ, вып. 67.
5. Вебер В. Н. Геология Кара-Тау. В кн.: Геология СССР, т. XX, Восточный Казахстан, т. 1, Геологическое описание, 1941.
6. Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII—6 (Исфара), северная половина. Труды ВГРО НКТП СССР. Вып. 194, Л—М — Новосибирск, 1934.
7. Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хребта Каратау «Известия государственного географического общества», 1933, т. XV, вып. 6, стр. 548—564.
8. Галицкий В. В. Рельеф междуречья Кантаг-Кок-Кия на южном склоне Центрального Кара-Тау «Известия государственного географического общества», 1936, т. XVIII, вып. 2, стр. 173—185.
9. Галицкий В. В. История образования гор Кара-Тау и ареал тау-сагыз (*Scorzonera tau-saghyz*). «Известия Всесоюзного географического общества», 1945, т. 77, вып. 4, стр. 227—244.
10. Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения Кара-Тау. «Известия Академии наук СССР», серия географическая и геофизическая, 1943, № 2, стр. 89—109.
11. Калецкая М. С., Авсюк Г. А. и Матвеев С. Н. Горы юго-восточного Казахстана. Казахский филиал АН СССР, институт географии АН СССР, Алма-Ата, 1945.
12. Колов С. Н. Материалы для геологии и гидрогеологии оз. Бийли-Куль Сырдарьинского округа Казахской ССР «Вестник ирриг.» 1930, № 5, стр. 64—103.
13. Кригер Н. И. Инженерная сейсмоструктурная и вопросы новейших тектонических движений. Материалы по инженерной геологии. Вып. IV (Гипроцветмет). Государственное научно-техническое изд-во литературы по черной и цветной металлургии, М., 1953.
14. Кригер Н. И. и Семенов А. И. Роль молодой тектоники в геоморфогенезе Малого Кара-Тау и его предгорий «Известия Всесоюзного географического общества», 1953, т. 85, вып. 5, стр. 577—587.
15. Курдюков К. В. Неотектонические движения в Южной Фергане «Природа», 1951, № 7, стр. 43—49.
16. Личков В. Л. О современной геологической эпохе «Известия Академии наук СССР», серия геологическая, 1941, № 3, стр. 3—35.
17. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент — Москва, «Туркпечать», 1926.
18. Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. «Известия Геологического Комитета», 1928, т. 47, № 2, стр. 143—164.
19. Николаев Н. И. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. «Известия Академии наук СССР», серия географическая и геофизическая, 1947, т. 11, № 2, стр. 173—186.
20. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Труды комиссии по изучению четвертичного периода [Академии наук СССР]. Т. VIII М.—Л., 1949.
21. Николаев Н. И. Комплексное изучение молодых движений земной коры. Справочник путешественника и краеведа. Т. II М., Географиз, 1950, стр. 380—387.
22. Обручев В. А. Избранные работы по географии Азии. Т. I, II М., Географиз, 1951.
23. Рыжков О. А. Тектоническое развитие ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Труды института геологии [Академии наук Узбекской ССР]. Вып. 6, 1951, стр. 111—165.

24. Скворцов Ю. А. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. Труды Среднеазиатского государственного университета. Новая серия, 1949, вып. 12.
25. Скворцов Ю. А. Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёсса Приташкентского района. Труды Всесоюзного рабочего совещания в г. Ташкенте в 1948 г. по итогам изучения четвертичного периода. [Академии наук Узбекской ССР]. Институт геологии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953, стр. 14—35.
26. Федорович Б. А. Посттерретичные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня. Ч. II. АН СССР СОПС. Серия Киргизская, вып. 1, стр. 7—50.
27. Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 3. М., 1952, стр. 204—213.
28. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Записки Всесоюзного географического общества, новая серия, т. 3, М., 1948.
29. Янин А. Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития (Материалы к позн. геол. стр. СССР, издаваемое Московским обществом испытателей природы. Новая серия. Вып. 15 (19). М., 1953.
30. Rumpelly Explorations in Turkestan. Expedition of 1903 under the Direction of Raphael Pumpelly by Carnegie Institution Washington, 1905.

М. И. ЛОМОНОВИЧ

О СВЯЗИ СЕЙСМИЧНОСТИ СО СТРУКТУРАМИ И РЕЛЬЕФОМ

Наличие связи землетрясений с тектоническими структурами не подлежит сомнению, она известна давно, но формы этой связи до конца еще не ясны и единого мнения по этому вопросу среди исследователей не имеется. Все еще возникают споры относительно связи землетрясений с тектоническими разрывами, на которую еще в прошлом веке указывали А. П. Орлов, Э. Зюсс и другие крупные исследователи. Сейчас имеются указания на недостаточность подобного объяснения и что оно является упрощением вопроса (В. В. Белоусов, 1954; Б. А. Петрушевский, 1955 и др.). В значительной мере это положение обусловлено неразработанностью методики исследований и недостаточностью фактических материалов, освещающих связь землетрясений с разрывами.

Даже не считая эту связь доказанной во всех случаях, мы все же должны признать повышенную потенциальную сейсмическую активность тектонических разрывов, возможно связанную с меньшей прочностью горных пород вдоль разрывов. Инженерной практике хорошо известна большая опасность зон разрывов и необходимость всячески избегать подобных мест при застройке. Поэтому ныне действующее Положение по строительству в сейсмических районах (ПСП — 101 — 51) правильно оценивает зоны тектонических разрывов как особо неблагоприятные в сейсмическом отношении и требует применять при строительстве в этих зонах специальные мероприятия по обеспечению сейсмостойкости сооружений согласно особым проектам. В выполнении этого требования ПСП в настоящее время в основном и состоит учет тектоники в строительстве.

Связь сейсмичности с новейшей тектоникой подтверждена уже достаточно хорошо (В. В. Белоусов и М. В. Гзовский, 1954, И. Е. Губин, 1954 и др.). Известные в настоящее время сильные землетрясения чаще возникали в районах, где тектонические движения в четвертичный период, в частности в современную эпоху, судя по геологическим данным, наиболее интенсивны. Можно сказать, что сейсмически наиболее опасными являются зоны новейших (особенно современных) тектонических движений. Но в пределах этих зон, повидимому, разрывы не следует рассматривать как единственную (хотя и важную) сейсмогенную структуру. С точки зрения механической, разрывы — промежуточное звено между причиной, создавшей поле напряжений, и следствием в виде сейсмического толчка. Известная роль в сейсмогенезисе принадлежит и складчатым структурам, в которых развиваются напряжения и возникают разрывы сплошности среды, что особенно вероятно в толще жестких пород. Это хорошо подтверждается известным фактом более высокой сейсмичности жестких пород по сравнению с пластичными.

Некоторым показателем сейсмичности может служить рельеф, поскольку он определяется интенсивностью вертикальных движений земной коры. Области с резким и контрастным рельефом в общем являются сейсмически более активными. Вместе с тем

это положение не означает того, что центральные (осевые) части хребтов, т. е. зоны наибольшего вертикального расчленения, являются сейсмически самыми опасными. Наоборот, имеющийся сейсмостатистический материал позволяет утверждать, что эпицентры землетрясений приурочиваются к периферическим частям хребтов и поднятий, а не к центральным. Но периферические части хребтов являются пограничными со впадинами, т. е. являются зонами сочленения разнородных структур или участков поднятий и опусканий, в которых со временем развиваются разрывные деформации, часто хорошо выраженные в рельефе в виде уступов. Хорошим примером этой закономерности является Северный Тянь-Шань, в частности Занглийский Алатау, в котором эпицентры сильных землетрясений располагаются в зоне сопряжения поднимающегося хребта и опускающейся Илийской впадины.

Отсюда же вытекает большое значение геоморфологического метода в изучении новейших тектонических движений (в установлении областей их распространения, в частности линий разрывов, знака, скорости и т. д.).

При сеймотектонических исследованиях, как уже отметили Н. В. Думитрашко и Д. А. Лилленберг (1954), основное внимание должно быть уделено изучению эрозонных форм рельефа, отражающих распределение, характер и темп тектонических движений. В частности, в этих целях большое значение имеет всестороннее изучение речных террас и природы разных крутых склонов и уступов.

Эффективность геоморфологических исследований для установления сейсмогеологических закономерностей особенно повышается при сочетании их со структурным анализом. Изучение рельефа, состава и условий залегания новейших рыхлых отложений вместе с тем дает основу для микросейсмораионирования территории, что имеет большое практическое значение для промышленных центров и районов нового строительства.

Оценка геоморфологического метода для целей неотектоники, особенно изучения речных террас, данная Н. И. Кригером (1953), несколько противоречива. С одной стороны, он подчеркивает большое значение этого метода для неотектоники (стр. 102, 106, 107, 112) и по этому поводу пишет: «Во всяком случае, повидимому, все исследователи согласны с тем, что детальные исследования террас способны пролить свет на вопрос о тектонических движениях четвертичного времени» (1953, стр. 107). С другой стороны, он высказывает сомнения в применимости этого метода, говорит о его ненадежности и дважды напоминает о необходимости относиться к нему «с большой осторожностью» (стр. 102, 107). По мнению Н. И. Кригера, постоянство высот речных террас в пределах некоторых крупных бассейнов или территорий (что он иллюстрирует рядом примеров, взятых из литературных источников) говорит против гипотезы новейших дифференциальных движений в пределах этих территорий. Наряду с этим он признает, что «изучение террас выявляет тектонические движения другого типа, распространяющиеся одновременно на значительные площади», а выдержанность (постоянство) относительных высот террас свидетельствует о равномерности этих движений. Конечный вывод автора звучит еще более компромиссно. «Геолого-геоморфологические методы в большинстве случаев не дают достаточно обоснованной картины современных (совершающихся на наших глазах) движений, но позволяют оценить характер движений за четвертичное время. Среди этих методов наибольшее значение имеет изучение речных и морских террас. Изучение террас позволяет констатировать, наряду с дифференциальными движениями (подчеркнуто мною — М. Л.), равномерные движения обширных территорий, подчиненные математическим закономерностям» (стр. 125). Так что после ряда сомнений и отрицаний Н. И. Кригер в итоге также признал полезность геоморфологического метода в установлении обоих типов тектонических движений за четвертичное время.

Вопрос о связи землетрясений с геоморфологически выраженными контрастными тектоническими движениями правильнее решать не в целом, а дифференцированно, применительно к основным группам землетрясений — мелкофокусным (поверхностным и нормальным, по Е. А. Розовой, т. е. с глубиной очага до 50—60 км) и глубокофокусным (включая промежуточные). Для группы мелкофокусных, особенно поверхностных землетрясений (с глубиной очага до 10—15 км), эту связь вряд ли можно оспаривать или подвергать сомнению. Безусловно, можно выделить генетическую группу землетрясений, для которой эта связь отмечается. В частности, эту связь нельзя отрицать для предгорно-равнинной области Занглийского Алатау, как и для ряда других областей Тянь-Шаня. Эпицентры всех бывших здесь сильных землетрясений (Верненского 1887 г., Кебинского 1911 г. и др.) приурочены к зонам сочленения различных структурных комплексов, выраженных в рельефе.

Выделение разных «типов» геологических особенностей, выдвигаемых для объяснения разной сейсмичности отдельных районов, как это делает Б. А. Петрушевский в более поздней работе (1955б), нельзя признать вполне убедительным, поскольку эти особенности не являются решающими, порою отражают косвенные связи сейсмичности с геологической обстановкой и вполне могут так или иначе сочетаться с главной причиной — дифференцированными тектоническими движениями. Например, повышение сейсмичности некоторых участков может быть вызвано большей жесткостью данных

участков, ведущей к повышенному раздроблению. Не случайно поэтому Б. А. Петрушевский в качестве примера для всех выделяемых им «типов» геологических особенностей приводит все же участки сочленения или смыкания хребтов и межгорных прогибов (главным образом Гиссарского хребта с Таджикистанским прогибом), т. е. приразломные участки. Правильнее считать положение Г. П. Горшкова (1949) о том, что в распределении очагов землетрясений наблюдается зависимость от плана современных тектонических структур, в распределении же изосейст отражается геологическое строение потрясенной местности в целом. Для мелкофокусных землетрясений связь между землетрясениями и контрастными тектоническими движениями, повидному, можно считать достаточно широкой.

Глубокофокусные землетрясения необходимо связывать с глубинными процессами, которых мы еще не знаем, но и они получают отражение на поверхности опять-таки в определенной геологической обстановке — в геосинклинальных зонах, т. е. зонах интенсивных тектонических движений и дислокаций.

Поэтому в виде некоторого обобщения можно сказать, что: 1) мелкофокусные землетрясения связаны с геоморфологически выраженными новейшими тектоническими движениями земной коры (неотектоникой), особенно с дифференцированными и контрастными; 2) глубокофокусные землетрясения связаны с глубинными (подкоробными) процессами, которые в районе эпицентра не имеют прямого отражения ни в рельефе, ни в структурах земной поверхности.

Как бы на первый взгляд ни казалось широким и общим первое положение, оно все же по своему существу достаточно определенное и конкретное.

Поиски более узких связей между сейсмичностью и геологической обстановкой (конечно, вполне возможные и полезные) будут уже представлять детализацию вопроса, установление частных и даже косвенных связей, которые в разных частях поверхности земной коры, вследствие изменчивости ее состава и свойств, будут иметь, несомненно, разное содержание и характер. Это будут поиски именно разных оттенков общего сейсмического фона, созданного новейшими тектоническими движениями. К таким оттенкам в конечном счете правильно относится Б. А. Петрушевский к степени структурной дифференциации, о значении которой он много говорит.

К этой же категории геологических факторов, влияющих на сейсмическую активность, относится влияние унаследованности тектонического развития, все более исчезающее во времени, по мере переработки под воздействием молодых движений древних структур, подвергающихся разломам. Особенно это показательно на примере Тянь-Шаня, возникшего в результате коренной переработки верхнепалеозойской платформы и представляющего совершенно новую современную структуру, характеризующуюся интенсивными дифференцированными движениями. За неоген-четвертичное время по границе Заилийского Алатау и Илийской впадины амплитуда этих движений составляет 5—7 км (Д. Н. Казанли, 1948 г., М. И. Ломонович и др.).

С разной степенью тектонического дробления и связана разная степень сейсмической активности в пределах одной и той же крупной региональной структуры. Поэтому районы глыбовой тектоники сейсмичны по-разному (например, Тянь-Шань и Алтай). В пределах Тянь-Шаня Заилийский Алатау, как известно, представляет одну из областей сильного тектонического дробления, которая одновременно отличается и весьма высокой сейсмичностью. Надо еще отметить, что некоторые важные в палеозое структурные линии Тянь-Шаня не были унаследованы новейшими структурами и не получили никакого отражения в неотектонике и сейсмичности (например, структурная линия В. А. Николаева, разделявшая Северный и Южный Тянь-Шань, повидному Талассо-Ферганский разлом и др.). В результате коренной переработки древней структуры Тянь-Шань преобразовался в особую новую орогенную область высокой подвижности, как ее называют В. В. Попов и И. А. Резанов (1955).

Следовательно, неотектоника создала современную структуру Тянь-Шаня. Отсюда следует вывод о большом значении изучения неотектоники, в частности новейших движений, для понимания сейсмичности, ибо по степени подвижности структур и вертикальным перемещениям земной коры можно косвенно судить о возможной сейсмичности данной территории. Особенно важное значение имеет изучение новейших движений на границах разнородных структур, которые отражают резкие различия в строении земной коры на той глубине, где происходят активные тектонические процессы, вызывающие землетрясения. Такое изучение приведет к выявлению зон разрывов, отличающихся повышенной сейсмичностью. Большую помощь в этом отношении могут оказать материалы по четвертичной геологии и геоморфологии изучаемого района, поскольку новейшими тектоническими процессами создан в основных чертах современный рельеф и обусловлено распределение четвертичных отложений.

Б. А. Петрушевский (1955а) считает, что о связи землетрясений с интенсивными и дифференцированными новейшими и современными движениями земной коры можно говорить лишь в самой общей форме, а по существу же дело обстоит не так просто. Интенсивность этих движений, выраженная в суммарном ее значении за весь четвертичный период, говорит он, не находится в определенной пропорциональности с

сейсмичес-
данной ос-
наибольш-
трясений
берега, Эп-
инне Касп

По э-
ностью те-
му, нельзя
условиями
ляют лишь
ласти нап

Дале-
вать земл-
для больш-
тиворчит-
ний, как п-
торого не-
ляются и
ва. Очеви-
глубинах,
ности гово

След-
ности раз-
есть отра-
вать и по-
перечные
новлены п-
ность пове-
и такие ра-
в условия

Каса-
сейсмичес-
но, к.э.ю.с-
ностях, но
каких име-
ластей, ин-
аномалий).
мистично э-
смичности
вывод явл-
касались
настоящее
геологичес

Прово-
сейсмичес-
пользовать
ные компл-
ные разно-
структур,
особенно м-
лю преим-
рование, на-
ких масшт

В рас-
все же при-
считает, чт-
развития (с-
ловия для
своими осн-
трясения, и
и делает в
комплексов
тории свое-
ся разрыва
вергаемая
сколько за

сейсмической активностью, что есть случаи, когда наиболее сильные землетрясения данной области оказываются не приуроченными к участкам наибольших поднятий и наибольшей дифференцированности движений. Например, эпицентры крымских землетрясений располагаются не по крутому южному склону Яйлы, а в море, в удалении от берега. Эпицентр Краснодарского землетрясения 1895 года находился на песчаной равнине Каспийского моря южнее возвышенности Куба-Даг.

По этому поводу хочется сказать, что, во-первых, связь сейсмичности с интенсивностью тектонических движений и общей величиной поднятий и опусканий, повидимому, нельзя выразить простой формулой, во-вторых, исключения, объясняемые местными условиями, не опровергают общей закономерности, а приведенные примеры представляют лишь кажущиеся исключения, так эпицентры в обоих случаях находятся в области наибольших опусканий.

Далее Б. А. Петрушевский считает, что лишь в отдельных случаях можно связывать землетрясения с видимыми на поверхности (или предполагаемыми) разломами, для большинства же землетрясений он эту связь отрицает. Но такое утверждение противоречит общепринятому пониманию механизма возникновения и природы землетрясений, как производного смещения и разрыва земных масс на некоторой глубине, без которого не возникает волна упругости. Затем надо учитывать, что не все разрывы проявляются и могут быть видны на земной поверхности, — это зависит от глубины разрыва. Очевидно, невидимыми на поверхности будут разрывы, происшедшие на больших глубинах. Линейность расположения эпицентров при отсутствии разрывов на поверхности говорит о наличии их на глубине.

Следовательно, землетрясения надо связывать не только с видимыми на поверхности разрывами, но и с невидимыми, или глубинными, тем более, что землетрясения есть отражение глубинных процессов. С глубинными разрывами, очевидно, надо связывать и поперечные «дорожки» землетрясений (по Е. Ф. Саваренскому). Видимые же поперечные разрывы, расположенные вокруг простиранию поверхностной структуры, установлены в Запильском Алатау. Кроме того, надо учитывать, что линейная протяженность поверхностных разрывов в ряде случаев может быть относительно небольшой, и такие разрывы обнаруживаются с трудом или совсем не обнаруживаются (особенно в условиях сложнорасчлененного горного рельефа).

Касааясь вопроса о причинах различий в силе землетрясений внутри отдельных сейсмических областей, Б. А. Петрушевский правильно предполагает, что они, «вероятно, кроются как в физико-механических свойствах среды, так и в геологических особенностях, но относительно последних мы не можем пока даже приблизительно сказать, в каких именно». Автор не находит объяснения им ни в общем плане тектоники этих областей, ни в геофизических данных (о распределении гравитационных и магнитных аномалий), ни в сейсмометрических наблюдениях. Поэтому он, в конце концов, пессимистично заключает о невозможности однозначной интерпретации связи между сейсмичностью и определенными особенностями геологической обстановки. Конечно, такой вывод является следствием не вполне обоснованных предпосылок автора, которых мы касались выше. Этот вывод, по существу, означает невозможность разрешения в настоящее время весьма важной практической задачи сейсмического районирования на геологической основе и никакой перспективы в этом отношении не открывает.

Провозглашаемый Б. А. Петрушевским «сейсмо-структурный подход» к оценке сейсмичности настолько распыляет, что практически исследователю трудно им воспользоваться. Скорее это общая идея, а не метод. Предполагаемые автором структурные комплексы-блоки разных порядков, опущенные на разную глубину и обладающие разной сейсмичностью, не увязаны с современным пониманием типов и видов структур, границы между ними неопределенны, нечетки (что признает и сам автор), особенно между структурами низших порядков — 3-го и 4-го, с которыми исследователю преимущественно приходится иметь дело, так что выделение их, т. е. сейсморайонирование, на основе предлагаемого подхода также практически невозможно даже в мелких масштабах.

В рассуждениях Б. А. Петрушевского о комплексах-блоках интересно отметить все же признание им роли разрывов в объяснении возникновения землетрясений. Он считает, что по плоскостям, ограничивающим разнопостроенные и с разной историей развития (в частности, и с разными движениями) блоки, создаются благоприятные условия для возникновения разрывов. Чем крупнее блоки, тем глубже они погружены своими основаниями и тем глубже могут происходить разрывы, порождающие землетрясения, и тем глубже могут располагаться очаги этих землетрясений. Отсюда автор и делает вывод, что сейсмически опасными являются зоны сочленения структурных комплексов-блоков разных порядков, отличающихся какими-либо особенностями в истории своего развития. А эти зоны сочленения, как уже сказано выше, характеризуются разрывами. Так что общепризнанная идея о связи землетрясений с разрывами, отвергаемая Б. А. Петрушевским в начале работы, далее им вновь проводится, но в несколько завуалированной форме, на основе идеи строения земной коры из блоков раз-

ных размеров, нечто в духе столетней давности схемы Эри и Пратта, хотя сам автор об этом не говорит.

Переходя к рассмотрению разных типов землетрясений по структурному положению эпицентров, Б. А. Петрушевский опять сам же вынужден связывать их не с загадочными «комплексами-блоками», а с реальными и всем известными структурами, и говорить о землетрясениях в зоне сочленения материков и океанов, платформ и геосинклиналей, антиклиналей и синклиналей, отдельных складок. На наш взгляд, идея о комплексах-блоках, проводимая Б. А. Петрушевским, не дает для сейсмогеологических исследований ничего принципиально нового ни в теоретическом, ни в методическом отношении. Безусловно, историко-структурный метод в сейсмогеологии необходим, но, очевидно, требует иных путей разработки.

Заключение

1. Вопрос о связи землетрясений с тектоническими структурами сложный, его нельзя еще считать полностью решенным и единого мнения по этому вопросу не имеется, что в значительной мере объясняется неразработанностью методики сейсмогеологических исследований и недостаточностью надежных фактических материалов по этому вопросу.

2. Сейсмически наиболее опасными являются области новейших (особенно современных) тектонических движений и особенно зоны тектонических разрывов, что подтверждается имеющимся фактическим материалом, а также следует из общепризнанного понимания механизма возникновения и природы землетрясений.

3. Области с резким и контрастным рельефом являются сейсмически активными, поэтому геоморфологический метод имеет большое положительное значение при сейсмотектонических исследованиях.

4. Вопрос о связи землетрясений с геоморфологически выраженными новейшими тектоническими движениями и структурами (неотектоникой), по нашему мнению, правильное решение не в универсальной форме, а дифференцированно, применительно к основным группам землетрясений—мелкофокусным и глубокофокусным. Для мелкофокусных землетрясений эту связь можно считать доказанной. Глубокофокусные землетрясения связаны с глубинными процессами (часто подкоровыми), которые обычно не получают геоморфологического отражения на земной поверхности.

5. Местные геологические особенности внутри сейсмической области (состав, физико-механические свойства горных пород и др.) имеют большое значение не в генезисе землетрясений, а в распространении сейсмических волн (или в распределении изосейст). Поэтому они также должны учитываться при сейсмическом районировании наряду со строением и сейсмическим режимом крупных тектонических структур. Но установление конкретного характера и форм влияния на степень сейсмичности местных геологических особенностей, в частности состава и свойств пород, требует дальнейших исследований. В частности, необходимые для практических целей и только их удовлетворяющие крупномасштабные построения требуют постановки специальных геофизических исследований напряженного состояния отдельных блоков-участков земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. К вопросу о методах сейсмического районирования «Известия Академии наук СССР», серия геофизическая, 1954, № 3.
- Белоусов В. В. и Гзовский М. В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. Сборник «Проблемы прогноза землетрясений», Труды Геофизического института АН СССР, № 25, 1954.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географгиз, 1949.
- Губин И. Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования. Сборник «Проблемы прогноза землетрясений». Труды Геофизического института АН СССР, № 25, 1954.
- Думитрашко Н. В. и Лилленберг Д. А. Применение геоморфологических методов при сейсмотектонических исследованиях. Сборник «Проблемы прогноза землетрясений». Труды Геофизического института АН СССР, № 25, 1954.
- Казанли Д. Н. Новейшие движения Запильского Алатау «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1948, № 1.
- Кригер Н. И. Инженерная сейсмоструктурная и вопросы новейших тектонических движений. «Материалы по инженерной геологии», 1953, вып. 4, М., Гипроцветмет.
- Петрушевский Б. А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Труды Геофизического института [Академии наук СССР], № 28, М., Изд-во АН СССР, 1955а.

Петрушевский Б. А. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отделение геологическое, вып. 6, 1955. Положение по строительству в сейсмических районах (ПСП—101—51).

Попов В. В. и Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.

М. Е. ВОСКОБОЙНИКОВ

О СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА НИЗОВЬЕВ р. СЫР-ДАРЬИ

В Бюллетене Московского общества испытателей природы в 1955 г. помещена статья В. И. Самодурова «Стратиграфия мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарьи» (6).

Содержащийся в статье материал представляет несомненный интерес, так как для этого района в печати впервые описываются отложения, не известные прежде многим исследователям.

Однако наряду с ценными сведениями автор ее излагает ряд явно ошибочных положений и даже допускает некоторые передержки, на которых следует остановиться.

Песчано-аргиллитовую толщу складчатого фундамента, которая была вскрыта глубокими скважинами, В. И. Самодуров относит к палеозойскому возрасту. Такая его датировка ничем не подкрепляется и базируется только на умозрительном заключении.

Автором настоящей заметки еще в 1954 г. устно сообщалось В. И. Самодурову, что в темно-серых аргиллитах и песчаниках были обнаружены споры из семейства *Osmundaceae*, *Triquetrella cardiformis*, *Cyclina glabra* Mal. и другие, которые определяют верхнетриасовый возраст пород складчатого комплекса, но почему-то эти сведения им не учтены.

Выше триасовых пород автор (6) выделяет свиту сероцветных песков и глин, которую относит к юре и валанжину. В подкрепление возрастной датировки он приводит единичные наименования спор и пыльцы, которые никак не могут характеризовать этот возраст.

Кроме того, В. И. Самодуров объединяет нижнюю пестроцветную свиту глин с сероцветной песчано-глинистой. Эта свита была вскрыта только одной, средней, скважиной, из трех изображенных на рис. 3 (6, стр. 42). В двух других, крайних, скважинах она отсутствует, и сероцветная свита песков и глин ложится непосредственно на складчатый комплекс верхнетриасовых пород.

Объединять ее в одну свиту с вышележащей свитой «сероцветных глин, алевроитов и песков» (6, стр. 41) нельзя, т. к. в основании последней лежит базальный конгломерат, который состоит из гальки триасовых пород и катунов пестроцветной глины, сцементированных, по видимому, той же, но перебитой, пестроцветной глиной. Этот конгломерат прослеживается во всех скважинах, а нижняя свита пестроцветных глин, лежащая непосредственно под этим конгломератом, встречается только в эрозийных впадинах и депрессионных участках тектонического происхождения. Именно эта, нижняя, пестроцветная свита глин и может быть отнесена к верхней юре.

Вышележащая свита сероцветных песков и глин может быть отнесена не к валанжину, а к готериву, т. к. в образцах из нижних горизонтов этой свиты Е. И. Мураховской (ИГН АН КазССР) было обнаружено богатое содержание спор и пыльцы, среди которой находилось: папоротникообразных — 34—39%, хвойных — 52—54%; хвойнико-вых — 1,6%; гинкговых — 1,3—2,4%; саговниковых — 2%, покрытосеменных — 5—7%. Наиболее характерными из хвойных являются пыльцы из сем. *Rapaceae*, *Pinus aequalis* Bolch., *Paleoripinus* Bolch., *Frenela minor* Bolch., которые определяют готеривский возраст этой свиты. Вполне возможно, что верхняя часть нижней сероцветной свиты относится к баррему. Приведенный материал позволяет не соглашаться с датировкой В. И. Самодурова.

Вышележащая пестроцветная толща на основании немногочисленных видов спор и пыльцы, упомянутых в статье (6), относится В. И. Самодуровым к неокому.

В результате проведения спорово-пыльцевого анализа в ИГН АН КазССР Е. И. Мураховской было выделено в этой пестроцветной толще два, несколько различных

друг от друга, спорово-пыльцевых комплекса. В нижней части обнаружено: папоротникообразных — 71,9%, хвойных — 14,1%; гинкговых — 1,2%; саговниковых — 1,0%, покрытосеменных — 11,7%, среди которых наиболее характерными являются споры *Gleichenia laeta* Bolch. и пыльца из рода *Pinus*, указывающие на аптский возраст этой части. В верхней части этой толщи содержится: папоротникообразных — 45,6%; хвойных — 11,0%; хвойниковых — 7,6%, гинкговых — 2,0%; покрытосеменных — 31,3%, указывающих на альбский возраст вмещающих пород.

Таким образом, на основании спорово-пыльцевого состава пестроцветная толща, которая залегает выше сероцветной готерив-баррема, относится не к неокому, а к апт-альбу.

Следовательно, вся сероцветная пачка, которая лежит выше пестроцветов апт-альба и подстилает пестроцветы турона, не может заключить в себе пород ни аптского, ни альбского возраста (к которым относит ее В. И. Самодуров), а должна относиться только к сеноману. В основании этой толщи залегает конгломерат, состоящий преимущественно из аргиллитовой гальки. Из некоторых галек Е. И. Мураховской был выделен спорово-пыльцевой комплекс, который указывает, что в состав галек входят обломки пород готеривского яруса. В составе этого комплекса содержится:

- | | | |
|---|---|----------|
| 1. <i>Aneimia tricola</i> Bolch. | } | — 11 шт. |
| 2. <i>Amerorhiya</i> Bolch. | | |
| 3. <i>Pinus subconcinia</i> Bolch. | | — 1 шт. |
| 4. <i>Cedrus libaniformis</i> Bolch. | | — 1 шт. |
| 5. <i>Gleichenia delicata</i> Bolch. | | — 2 шт. |
| 6. <i>Adiantum speciosum</i> Bolch. | | — 1 шт. |
| 7. <i>Chomotriletes reduncus</i> Bolch. | } | — 5 шт. |
| 8. <i>Chomotriletes genuinus</i> Bolch. | | |
| 9. <i>Welwitschiapites magniobolatus</i> Bolch. | | — 2 шт. |
| 10. <i>Ephedripites mediobolatus</i> Bolch. | | — 2 шт. |
| 11. <i>Mohria striata</i> Bolch. | | — 2 шт. |

Таким образом, как в самом разрезе мела, так и в продуктах перемычки меловых пород древнее готеривского яруса не обнаружено. Это обстоятельство позволяет предполагать, что валанжинскому времени соответствует континентальный перерыв, в результате которого произошел размыв верхнеюрских отложений в приподнятых участках и накопление базального конгломерата.

При описании турона В. И. Самодуров повторяет ошибку Б. А. Петрушевского (5), объединяя в одну общую пачку как собственно туронские пестроцветы, так и глинистый конгломерат, в составе катунов которого содержится переотложенные породы турона. Этот глинистый конгломерат, или конгломератовидная глина, имеет пеструю окраску, залегает обычно в основании коньякского яруса и отделяется от туронского слоем характерного песчаника с глобулярной текстурой. Эта ошибка В. И. Самодурова непонятна, так как на отличительную особенность пестроцветов турона и коньякского яруса сделан упор в статье М. Е. Воскобойникова (3) и сам автор разбираемой статьи в описании слоя 4 (на стр. 50) отмечает эту особенность. Из всего описанного им разреза к турону следует относить только слой 5 мощностью 14,40 м, вся остальная толща (слои 1—4) принадлежит коньякскому ярусу. Пренебрежение характерными особенностями литологического состава пород, детально изученных сотрудниками ИГиН АН КазССР в обнажениях на громадной площади Джусалинского поднятия, привело к тому, что В. И. Самодуров совместно с Э. Д. Джавадовым в одних случаях принимает сеном, а иногда и сеноман, за турон, в других — сеноман за сеном. Поэтому собранная и приведенная в статье В. И. Самодуровым флора на стр. 51 (6), характеризующая, по его словам, турон, должна пониматься как сеноманская. На его фото (6, стр. 52, рис. 5) запечатлена нижняя часть отложений коньякского яруса, а прямолинейный уступ под возвышенностью образован слоем песчаника с глобулярной текстурой, который всегда лежит в основании коньякского яруса, что не позволяет относить эти пестроцветы к турону.

При описании сенонских отложений В. И. Самодуров относит к сантону отложения коньякского яруса. Следует заметить, что полный разрез пород сантонского яруса встречается в 60 км к северу от р. Сыр-Дары. Южнее сохранился кое-где лишь самый нижний их слой (3). К коньякскому ярусу нами относятся нижняя половина разреза нижнесенонских отложений, в которой, начиная от песчаника с глобулярной текстурой (основание сенона), встречаются кости динозавров и морских черепах, определяющие нижнесенонский возраст. А так как нижний сеном включает коньякский и сантонский ярусы, то естественно, что его нижняя половина должна соответствовать коньякскому ярусу, а верхняя — сантону.

Если монгольская толща с динозаврами содержит кости таких же видов, какие встречаются в коньякских отложениях Восточного Приаралья, то вполне возможно, что эти отложения в Монголии соответствуют не маастрихту, а коньяку. Относить их к маастрихту, по видимому, меньше оснований, так как этот комплекс пород в Вос-

точном Приаралье 50 м и камне не трансгрессирует фауну.

У В. И. Самодурова как он в конгломератах позвоночных моллюсков не АН КазССР уникальный, а на определенной территории, что стр. 54 ссылаясь на ромеева, характеризует флору этой флоры.

Летом 1933 г. в домератах находки зур. П. М. Пономарев о распр. го, они указ. и отделяют. ны относит. яруса.

Указан манского я. Джусалинск. покрывалас.

Необх.

столжений. няться в ка. ся наиболее. каких, не у. летворител. изложенный. так как на. ванным, че.

Учитыв. р Сыр-Дар. схеме.

1. Сам. складчат.

2. На. полная как. хождения. глини, котор.

3. Ва. континента.

4. Ни. — 193 м.

5. Ср. альбу. Мо.

6. Ср. ми в ни.

ды готерив.

7. Ве. водами от.

8. Ве. описание к.

9. Ко. ночных по.

М. Е. Вос.

Поско.

то можно.

аралья ок.

зование Д.

Приаралья.

точном Приаралье отделяется от маастрихта отложениями сантона мощностью около 50 м и кампана. Мощность последнего хотя и невелика, но он всюду лежит на сantonе трансгрессивно, представлен карбонатными породами и имеет характерную для кампана фауну (3).

У В. И. Самодурова возникло сомнение в правильности определений костей, так как он в коньякских отложениях обнаружил «лишь неопределимые обломки костей позвоночных» (стр. 53). Об этом приходится только сожалеть; повидимому, В. И. Самодуров не уделил должного внимания их поискам. Институтом геологических наук АН КазССР собрана большая коллекция костей хорошей сохранности. В ней имеется уникальный образец черепа черепахи (пока единственный в СССР), который находится на определении в Зоологическом институте АН СССР у Л. И. Хоцацкого. Весьма странно, что В. И. Самодуров для доказательства сantonского возраста пород на стр. 54 ссылается на флору из нашей коллекции, которая, по определению В. А. Вахрамеева, характерна для альб-сеноманских отложений. Такое заключение о возрасте этой флоры В. А. Вахрамеев указал и на страницах своей монографии (1).

Летом 1955 г. в 20 км к югу от бугра Бир-Тамар в железистых бобовидных конгломератах коньякского яруса нами было собрано большое количество зубов акул. На находки зубов в отложениях коньякского яруса имеются указания у А. И. Егорова и П. М. Пономарева (4), а также у В. И. Самодурова (6). Эти находки свидетельствуют о распространении коньякского моря в пределах Восточного Приаралья. Кроме того, они указывают и на то, что пестроцветные отложения, которые содержат зубы акул и отделяются от нижележащих пестроцветных прослоем характерного песчаника, должны относиться не к турону, как это делает В. И. Самодуров, а к низам коньякского яруса.

Указание В. И. Самодурова (6) о наличии глауконита в нижних горизонтах сеноманского яруса (описание слоя 7 на стр. 46) свидетельствует о том, что территория Джусалинского поднятия (область развития меловых пород в низовьях р. Сыр-Дарыя) покрывалась сеноманским морем и в период верхнемеловой трансгрессии.

Необходимо отметить, что весьма слабая обоснованность возраста мезозойских отложений биостратиграфическим материалом вынуждает В. И. Самодурова пользоваться в каждом случае выражениями: «позволяет думать», «вероятнее всего», «кажется наиболее близким», «скорее всего», «возможно», «по ряду соображений», «по каким», не указывая — М. В. и т. д. Такая аргументация не может считаться удовлетворительной, тем более когда имеются более обоснованные данные. Тем не менее, изложенный в статье фактический материал представляет собой несомненную ценность, так как на основании его можно прийти к выводам более интересным и более обоснованным, чем это смог сделать сам автор.

Учитывая внесенные поправки в стратиграфию мезозойских отложений низовьев р. Сыр-Дарыя и Восточного Приаралья в целом, ее можно представить в следующей схеме.

1. Самые древние породы, которые вскрыты глубокими скважинами и являются складчатым фундаментом вышележащих, относятся к верхнетриасовым.

2. На размытой поверхности последних с угловым несогласием от 20 до 55°, выполая как эрозионные впадины, так и депрессионные участки тектонического происхождения (в пределах Джусалинского поднятия), лежит нижняя свита пестроцветных глин, которая относится к верхнеюрскому возрасту. Мощность — 85 м.

3. Валанжинскому времени на площади Джусалинского поднятия соответствует континентальный перерыв.

4. Нижняя сероцветная песчаная свита относится к готерив-баррему. Мощность — 193 м. Она несогласно перекрывает как верхнетриасовые, так и верхнеюрские породы с базальным конгломератом в основании.

5. Средняя пестроцветная преимущественно глинистая толща относится к алб-альбу. Мощность — 217 м.

6. Средняя сероцветная песчано-глинистая толща с конгломератовыми прослоями в нижней части, в составе которых встречаются переотложенные породы готерива, относится к сеноману. Мощность — 147 м.

7. Верхняя пестроцветная глинистая пачка с ржавыми пятнами и голубыми разводами относится к турону. Мощность — до 30 м.

8. Верхняя сероцветная пачка подразделяется на коньякский и сantonский ярусы, описание которых подробнее дано в статье М. Е. Воскобойникова (3).

9. Комплекс морских терригенных и карбонатных осадков с фауной беспозвоночных подразделяется на кампанский и маастрихтский ярусы, описанные в статье М. Е. Воскобойникова (3), общей мощностью 10—30 м.

Поскольку породами складчатого фундамента являются только верхнетриасовые, то можно утверждать, что геосинклинальный режим на территории Восточного Приаралья окончился в конце верхнего триаса. К этому времени следует отнести образование Джусалинского поднятия и современного структурного плана Восточного Приаралья, который рисуется в следующем виде.

Основной положительной формой, которая является главной в структуре этого региона, является упомянутое поднятие. Это поднятие с запада ограничено Арало-Казалинской впадиной. Небольшой вал юго-западного направления, названный Майлибашским, с юго-востока отделяет эту впадину от Арало-Кзылкумской депрессии. Наличие этого вала отмечается залеганием здесь меловых пород на глубине от 50 до 80 м. под покровом третичного комплекса. К юго-востоку и северо-западу от этого вала отмечается резкое погружение поверхности мела до глубины 200—300 м и более.

Джусалинское поднятие к югу погружается постепенно и прослеживается буровыми скважинами под покровом третичных пород в виде Джусалинского вала до бугра Карак. Затем от этого бугра продолжение его раздвигается и прослеживается в виде узкого Арало-Кзылкумского вала, направленного к юго-западу, а к югу — отдельными (Аккырским и Сугбетским) поднятиями. Это глубинное продолжение Джусалинского поднятия в южном направлении ограничивает с востока Арало-Кзылкумскую депрессию (рис. 1) С севера эта депрессия ограничена упомянутым Майлибашским валом, с юга ее ограничивает Кзылкумский вал.

К востоку от Джусалинского поднятия располагается Мынбулакская впадина, которая на юге переходит в Кызылординскую. Последняя является самой глубокой частью Сырдарьинской депрессии.

Мынбулакская впадина с востока ограничена Улутаускими горами и поднятием меловых пород в западной части Бетпак-Далы. Сырдарьинская депрессия с северо-востока ограничена горами Каратау, с востока — Чулями, а с юга — продолжением Кзылкумского вала.

Выделенные по поверхности меловых пород области поднятий и впадин, повидимому, повторяют очертания поверхности складчатых пород верхнего триаса. В этом случае если юрские породы на поверхности Джусалинского поднятия скважинами обнаружены только во впадине, то можно утверждать, что в пределах поименованных депрессий и впадин они имеют максимальное распространение. Не исключена возможность проникновения юрской трансгрессии в пределы Арало-Кзылкумской депрессии.

Наличие морских альбеских отложений на мысе Актумсук (6) дает основание предполагать о возможности проникновения нижнемелового моря в пределы этой депрессии.

Бугор Карак, который рассматривался как купол, сложенный в центральной части меловыми породами, представляет собою останец небольшого участка сложного дизъюнктивного нарушения. В опущенной части его сохранились от размыва красноцветные породы среднего олигоцена (которые раньше принимались за меловые), перекрытые сильно загипсованными песчаниками и гравелистом миоценового возраста. В основании этих загипсованных песчаников пойкилитовой структуры лежит корбулевый горизонт. Строение этого бугра свидетельствует о том, что структурный

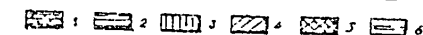
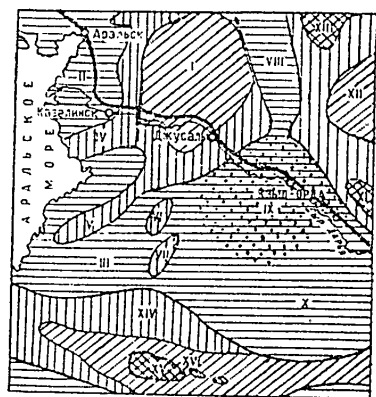


Рис. 1 Тектоническая схема Восточного Приаралья. 1—наиболее опущенные области, 2—депрессии, 3—погруженные поднятия поверхности мела, 4—области поднятий, сложенные мелом, 5—области поднятий, сложенные палеозоем, 6—крупные сбросы. I—Джусалинское поднятие, II—Арало-Казалинская впадина, III—Арало-Кзылкумская депрессия, IV—Майлибашский вал, V—Арало-Кзылкумский вал, VI—Аккырское поднятие, VII—Сугбетское поднятие, VIII—Мынбулакская впадина, IX—Кызылординская впадина, X—Сырдарьинская депрессия, XI—хребет Каратау, XII—поднятие меловых пород в западной части Бетпак-Далы, XIII—горы Улутау, XIV—погруженные поднятия поверхности мела на погружении Кзылкумского вала, XV—горы Букантау, XVI—Кзылкумский вал, сложенный на поверхности мелом.

план Восточного Приаралья, образовавшийся в верхнетриасовом времени, окончательно был сформирован в донсоеновый период, когда проявлялись крупные тектонические нарушения.

* * *

Особенное недоумение у читателей, знакомых с историей изучения района, вызывает утверждение В. И. Самодурова о том, что после Б. А. Петрушевского он, Самодуров, будто бы первый за послевоенные годы начал исследования в Восточном При-

аралье. Нужно прямо сказать, что это ни в коей мере не соответствует действительности: систематическое изучение стратиграфии и тектоники Восточного Приаралья, сопровождаемое съемкой на больших площадях, ведет с 1947 г. Институт геологических наук КазССР в содружестве с производственными организациями. Материалы этих работ были использованы В. И. Самодуровым, его руководителем А. Л. Яниничем, а также В. А. Вахрамеевым в его монографии

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. Региональная стратиграфия СССР, т. I, 1952.
2. Воскобойников М. Е. Аккырша или известковые фитоморфозы в Приаральских Каракумах. «Вестник Академии наук Казахской ССР», 1950, № 8 (65).
3. Воскобойников М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья «Доклады Академии наук СССР», новая серия, 1953, т. 90, № 5.
4. Егоров А. И. и Пономарев М. П. Байхожинское месторождение горючих сланцев «Известия Казахского филиала Академии наук СССР», серия геологическая, 1944, вып. 2, 3.
5. Петрушевский В. А. Геологическое строение низовьев р. Сыр-Дарьи (Казалинський и Кармакчинский районы Казахской ССР). Материалы ЦНИГРИ. Региональная геология и гидрогеология, № 1, 1933.
6. Самодуров В. И. Стратиграфия мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарьи. Бюллетень МОИП, отдел геологии, 1955, т. XXX (3).
7. Ярмоленко А. В. Верхнемеловая флора северо-западного Кара-Тэу. Труды Среднеазиатского государственного университета. Серия VIII, вып. 28, 1935.

СОДЕРЖАНИЕ

Г Н Щерба	Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана	3
В К Моинич	Структурные типы гранитоидов на основе оптико-гранулометрического состава	8
И И Бок	Распространение основных и ультраосновных пород в Казахстане	20
Г Ф Ляпичев	Некоторые особенности геологического картирования основных и ультраосновных интрузий Центрального Казахстана	26
И И Бок, К. А. Мухля	Амфиболиты и серпентиниты Шалгинского района и их взаимоотношение	40
С. М. Бандалетов, И В Покровская	Геолого-минералогическая характеристика Коджанчадской группы медных месторождений	47
Е И Мураховская	О возрасте и стратиграфическом расчленении угленосной толщи Майкюбенского бассейна	59
Научные заметки		
Е. В. Посохов	Об освоении богатств Кургальджин-Тенизских озер	74
И И. Толмачев	Влияние температуры на ассимиляцию ксенолитов вмещающих пород гранитной магмой	77
Дискуссии		
А К Каюнов	О возрасте полиметаллического оруденения на Алтае	79
А Н Волков	Об образовании бокситов из нерастворимых остатков известняков	89
В В Галицкий	Роль молодой тектоники в формировании хребта Каратау	94
М. И. Ломонович	О связи сейсмичности со структурами и рельефом	102
М Е Воскобойников	О стратиграфии мезозойских отложений района низовьев р Сыр-Дары	107

Редактор *Погожев А. С.*
 Худ. редактор *Суших И. Д.*
 Техн. редактор *Ророкина З. П.*
 Корректор *Жармухамедова Э. Е.*

* * *

Сдано в набор 18/X 1956 г. Подписано к печати 26/XI 1956 г. Формат 70×108¹/₁₆ =
 7 физ. л., 9,59 усл.-п. л., 11,85 уч.-изд. л. Тираж 600. УГ 6665. Цена 8 руб.

Типография Издат. АН КазССР. Алма-Ата, ул. Шевченко, 17 Зак. 300.